



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Q. • cē cō aē } aē Á[| c & @ ã ~ ^ Á Á[~ [| ~ • ^ Á Q U Á[~ [| ~ • ^ D

Discipline ou spécialité :

U & . a } É O E [•] @ + ^ Á c ~ | - a & • Á E } c } ^ } c }

Présentée et soutenue par :

Mme EMILIE JOETZJER

| ^ Á ^ | & ^ a ā Á Á . & ^ { à | ^ Á G E F I

Titre :

Ô C E M Û Ò Û É Q Û C Ê V Û À Ò V Á Ü Ü R Ò Ò V Q P Û Ä Ò Û À Ò Ò P Ò Û Ò Û Ò Û À Ò P
C E T C Z U P C Á A M P Ò À Ò V M Ö Ö Á P W T Ò Û Q W Ö Ä Ò Û Á Ü Ü Ö Ò Û Û W Ü À Ò V Ä Ö Û
Q Ö Ö Û V Q W Ö Û

Ecole doctorale :

Ü & a } & • Á Á Á C V a ~ | • Á Á Á C } c ā [] } ^ { ^ } c Á c Á Á C •] a & Á C Ü Ö W Ö D

Unité de recherche :

Ö | [~] ^ Á C c ā • Á Á Á C E [•] @ + ^ Á T . c . | | [[* ã ~ ^ Á É Ö C E T Ö Á

Directeur(s) de Thèse :

T É P Ö Ü X " Á Ö U W X Š Š Ö
T T Ö Á P Ü Q V Q Ö Ö Š Ö

Rapporteurs :

T É Ö U Š Ö Á Ü Ö P V Ö Ö É Q Û Ö Û Q Š Ö U Š Š Ö Ö Á Ü Ö Á Ü Ö P Ö Ö Š U P Ö Ü Ö Û
T É Ü Ö Ü Ö Á Ü Ö Ö Š Ö Ö Ü V Ö Q É M P Q Ö Ü Ü Q Ö Á U Š U W Ü Ö Á É T Á Ö Y Ö V Ö Û

Membre(s) du jury :

T É Ü Y Š X C E P Á Ö U Ű W Š Š Ö V É Ü Ö Ü X C V U Q Ö Á T Q Ö Ü Y Ü Ö P Ö Ö Ü É Ü ! . • ā ^ } c
T É P Ö Ü X " Á Ö U W X Š Š Ö É Ö Ö U Š Ö Á C V P C Š Ö Á T Ö V Ö Ü Ü Š U Ö Ö Á V U Š U W Ü Ö É T ^ { à | ^
T É P Ö Ü T Ö Á P C X Ö É M P Q Ö Ü Ü Q Ö Á U Š U W Ü Ö Á É T ^ { à | ^
T { ^ Á P Ü Q V Q Ö Ö Š Ö Ö Ö P Ü Ü Á U Š U W Ü Ö É T ^ { à | ^
T É P Ö U Š Ö Á Ü Q X Y É M P Q Ö Ü Ü Q Ö Á Ö Ö Á Ö Ü Ü C Š Š Ö Ü É T ^ { à | ^
T É Ü P Š Ö Ü Ö Á Ö Ö É M P Q Ö Ü Ü Q Ö Á Ö Ö Á Ö Ü Ü C Š Š Ö Ü É T ^ { à | ^

Remerciements

Que l'arbre ne cache pas la forêt. Je dois à beaucoup de personnes l'accomplissement de cette thèse, et bien plus encore...

Mes premiers remerciements vont à Hervé et Christine. Directeurs de thèses exemplaires et complémentaires. J'ai beaucoup appris (et grandi) à vos cotés.... alors encore une fois, tout plein de mercis, pour vos qualités scientifiques et humaines. Merci aussi à Philippe, qui dans son emploi du temps de carbone popstar a toujours su répondre sur demande à mes interrogations.

Merci aussi à Bichon (Bertrand Decharme) et Hulk (Roland Séférian) pour votre soutien technique et scientifique sans faille. Merci à Ramdane Alkama. Merci à Sophie, pas que pour le café. Merci à CTI. Merci à JCC (Jean Christophe Calvet), Seb (Lafont) et Dominique (Carrer) pour m'avoir éclairée sur «ISBA : les origines». Merci à Laurent Kergoat pour ses conseils avisés, et pour m'avoir permis, via Jérôme, d'aller cueillir des feuilles en Amazonie. Jérôme, merci, pour ce voyage, et pour ceux qui suivront. Merci aussi pour ton regard d'écologue de terrain, qui me fut précieux. Merci aussi à Lawren Sack, Patrick Meir, Bart Kruijt, Rosie Fisher, Bradley Christoffersen, Hans Verbeeck et David Galbraith.

Merci Pierre Maury pour avoir accompagné mes premiers pas en tant qu'enseignant, et merci aux profs et élèves de l'ENSAT.

Merci à Colin, Pierre Sylvain Nicolas et Jérôme, mon jury de thèse, pour avoir évalué de manière approfondie mon travail et pour avoir participé à la soutenance, même virtuellement, malade ou jetlagué.

Merci à tous ceux qui font qu'il fait bon vivre au CNRM. Merci en particulier à Fabrice et Jeanne mes acolytes de soirée, à Gillou, Olive, Gio, Steph, Nico, Juju, Tantin, David, Fanny, Steph, Gazou, Agathe, Boubou, Batman, Hervé le grand, Auré le mathémagicien, Aurore, Christophe, Martine, Marania, Sam, Lauriane, Matthieu, Romain, à ceux que j'oublie ici et à ceux déjà cité avant, alors en général, merci aux VCPistes, au Vasco, au singe en hiver et aux adeptes des weekend en montagne.

Merci aux copains de toujours Célia, Jérôme, Mouette, Flow, Caro, Tiatia. Merci aux saïens, notamment Gathoune, Culotte, Yannou, Momo, Popo, Axelle, Sandra, Charlie, Jeanch, Flo, H, et à ceux qui sont devenus momentanément toulousains, Cyrielle et Fredo. Merci aussi aux circassiens Yvanovich, Martinus, Alice, Seb et Nadou.

Naturellement, merci à ma famille, au sens le plus large, pour votre soutien tout au long de mes études. Et puis, finalement je ne suis jamais resté à pied trop longtemps, alors merci également à Lolo, Aurore, Eric, Coralie et Carole.

Et pour clore cet inventaire : Emilie et David, mille mercis.

L'augmentation probable de la fréquence des sécheresses en lien avec le réchauffement climatique pourrait faire basculer la forêt amazonienne d'un puits à une source de carbone, déclenchant ainsi une rétroaction positive sur l'accroissement de l'effet de serre. La sensibilité des cycles de l'eau et du carbone aux sécheresses représente donc un point critique dans la stratégie d'évaluation des modèles climat.

Cette thèse vise à évaluer la représentation et la réponse aux sécheresses des cycles de l'eau et du carbone en Amazonie par le modèle de surface $ISBA_{CC}$ mis en oeuvre dans le modèle de climat du CNRM. Pour ce faire, nous avons utilisé, outre des mesures écophysiologiques, des mesures de tours de flux ainsi que deux expériences d'assèchement artificiel. La version originale du modèle n'étant pas satisfaisante, la paramétrisation des processus métaboliques et la sensibilité de la végétation au stress hydrique ont été modifiées, puis validées, sur ces sites, mais également à l'échelle du bassin en utilisant notamment des données de débits, des reconstructions d'évapotranspiration et d'assimilation de carbone, ainsi que des observations spatiales de variations de stocks d'eau et de fluorescence chlorophyllienne.

Une analyse succincte des changements climatiques régionaux a été réalisée sur la base des modèles CMIP5, mettant en évidence un certain consensus à l'allongement et au renforcement de la saison sèche au cours du 21ème siècle. Ces scénarios, après calibration des sorties de quelques modèles, nous ont ensuite permis de tester en mode off-line la sensibilité des projections du cycle de l'eau et du carbone aux modifications apportées au modèle $ISBA_{CC}$. Les résultats montrent sans surprise l'importance du choix du modèle forceur dans ce type de simulation, mais révèle également le rôle déterminant des paramétrisations de la végétation.

The likely increase in drought frequency as a result of climate change, might switch the Amazon forest from being a sink to a source of carbon, setting off a positive feedback on the increasing greenhouse effect. Hence, the drought sensitivity of the water and carbon cycles in the Amazon is a crucial point in the evaluation of climate models.

In this PhD thesis, we evaluate in off-line mode, how the CNRM land surface model ISBA_{CC}, represents the water and carbon cycles and their response to drought in the Amazon. For this purpose, we used published ecophysiological data together with five Amazonian flux tower sites and two artificial drought experiments. Since the standard version of the model was not satisfactory, we modified the parameterizations of the metabolic processes and the sensitivity of vegetation to water stress. We evaluated this new version against the flux tower and artificial drought sites, but also at regional scale using river discharge data, reconstructed evapotranspiration and carbon assimilation fluxes, and remotely sensed total water storage variations and chlorophyll fluorescence data.

A brief analysis of the regional climate changes projected by CMIP5 models showed a relative consensus for longer and more intense dry seasons during the 21st century. Two of these climate scenarios were calibrated and used to test the sensitivity of the water and carbon cycle projections to our modifications of the ISBA_{CC} model in off-line mode. As expected, the results reveal the importance of the driving climate model, but also highlight the role of the vegetation parameterizations.

Remerciements	2
Résumé	3
Abstract	5
Enjeux et objectifs	13
I Paramétrisation de la forêt Amazonienne dans ISBA_{CC}	15
1 Introduction à la paramétrisation des surfaces continentales	17
1.1 Mécanismes d'interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère	17
1.1.1 Bilan d'énergie à la surface des continents	17
1.1.2 Bilan hydrique	18
1.1.3 Bilan de carbone	19
1.2 Modélisation des interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère . .	20
1.2.1 Les premiers pas des modèles de surface : une approche physique	20
1.2.2 L'implémentation du cycle du carbone	21
1.2.3 Couplage des modèles de surface dans les modèles de climat	22
1.3 Le modèle de surface du CNRM : ISBA _{CC}	24
1.3.1 La photosynthèse : le modèle de Goudriaan (1986)	25
1.3.2 La réponse stomatique : le modèle de Jacobs (1994)	26
1.3.3 Passage de la feuille au couvert	27
1.3.4 Réservoirs de biomasse des plantes (Gibelin et al., 2008)	27
1.3.5 Croissance et mortalité	27
1.4 Le modèle de routage TRIP	28
2 Développements originaux et tests in situ	31
2.1 Motivations et versions choisies	31
2.2 Improving the ISBA _{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest	32
2.2.1 Résumé	32
2.2.2 Introduction	32
2.2.3 Material and method	34
2.2.4 Towards a new parametrization of the tropical forest in ISBA _{CC}	36
2.2.5 Results and discussion	41

2.2.6	Carbon Stocks and carbon use efficiency	45
2.2.7	Conclusions	48
2.3	Compléments et critiques	48
3	Tests à l'échelle du bassin amazonien	51
3.1	Du local au point de grille : les incertitudes	51
3.1.1	Les bases de donnée globales : HWSD et ECOCLIMAP	51
3.1.2	Le forçage	53
3.2	Les outils pour l'évaluation	55
3.2.1	Les observations	55
3.2.2	Méthodes d'analyse	59
3.3	Évaluation orientée hydrologie	61
3.3.1	Débits	61
3.3.2	Évapotranspiration	65
3.3.3	Δ TWS	65
3.4	Évaluation orientée végétation	67
3.4.1	GPP	67
3.4.2	LAI	68
3.4.3	AGB	70
3.4.4	Bilan des flux carbone	70
	Synthèse de la première partie	73
II	Réponse de la forêt amazonienne aux sécheresses	75
1	De la définition à la modélisation des sécheresses	77
1.1	Définition et caractérisation des sécheresses	78
1.2	Sécheresses en Amazonie : historique	78
1.3	Vulnérabilité de la forêt amazonienne aux sécheresses ?	78
1.4	Des processus physiologiques	80
1.4.1	Photosynthèse et transpiration	80
1.4.2	Respiration	82
1.4.3	Mortalité et décomposition	82
1.5	... à la modélisation	82
1.5.1	Une fonction de stress pour l'assimilation et l'évapotranspiration	83
1.5.2	La respiration	84
1.5.3	Comment tuer les «arbres» (dans les LSMs) ?	84
1.5.4	Comment évaluer ces processus ?	84
2	Modeling Amazon rainforest under persistent drought	87
2.1	Résumé & Abstract	87
2.2	Introduction	88
2.3	Model, observations and methods	89
2.3.1	ISBA _{CC}	89
2.3.2	Site description and observations	91
2.3.3	Simulations	93
2.4	Results	95
2.4.1	Hydrological response	95
2.4.2	Vegetation response	96
2.4.3	Drought response sensitivity to background temperature and CO ₂	102
2.5	Discussion	103

2.5.1	Water stress functions	103
2.5.2	Respiration	104
2.5.3	Mortality	104
2.5.4	Drought responses changes under different background conditions	105
2.6	Conclusions	105
2.7	Critiques	106
3	Réponses d'ISBA aux sécheresses historiques	107
3.1	Cycle hydrologique	107
3.2	Réponse de la végétation	111
3.2.1	Réduction de l'assimilation ?	112
3.2.2	Réponse du bilan carbone à la sécheresse de 2010	113
	Synthèse de la seconde partie	117
III	Scénarios du XXI^{ème} siècle	119
1	Généralités sur les projections climatiques du XXI^{ème} siècle	121
2	Incertitudes liées à la modélisation globale dans les projections CMIP5	125
2.1	Indicateurs de sécheresse	125
2.2	Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3	126
2.2.1	Résumé	126
2.2.2	Article	126
2.3	Compléments	143
3	Incertitudes liées à la paramétrisation de la surface et au modèle forceur	145
3.1	Cadre expérimental	145
3.1.1	Les simulations	145
3.1.2	Les modèles forceurs : CNRM vs. IPSL	146
3.2	Réponse du cycle hydrologique	148
3.3	Réponse de la végétation	151
	Synthèse de la troisième partie	155
	Conclusions et perspectives	155
	Bibliographie	159
	Références bibliographiques	161
	Liste des acronymes	184
	Annexes	185

Enjeux et objectifs

Les forêts situées sur le bassin du Congo, en Indonésie et en Amazonie (fig. 1) représentent plus de 2/3 des forêts primaires mondiales (i.e. forêts vierges). De par son étendue géographique (près de 6 millions de km²) et en tant que plus grand réservoir de diversité spécifique au monde, l'Amazonie tient une place particulière dans la biosphère terrestre mais aussi dans l'imaginaire collectif.

La forêt amazonienne joue un rôle fonctionnel crucial dans la régulation des cycles de l'eau et du carbone à l'échelle de la planète. Elle stocke entre 10 à 15 % de la biomasse globale (Potter et Klooster, 1999; Malhi et al., 2006; Beer et al., 2010; Pan et al., 2011) et recycle dans l'atmosphère 25 à 35 % des précipitations qui tombent sur le bassin (Eltahir et Bras, 1994).

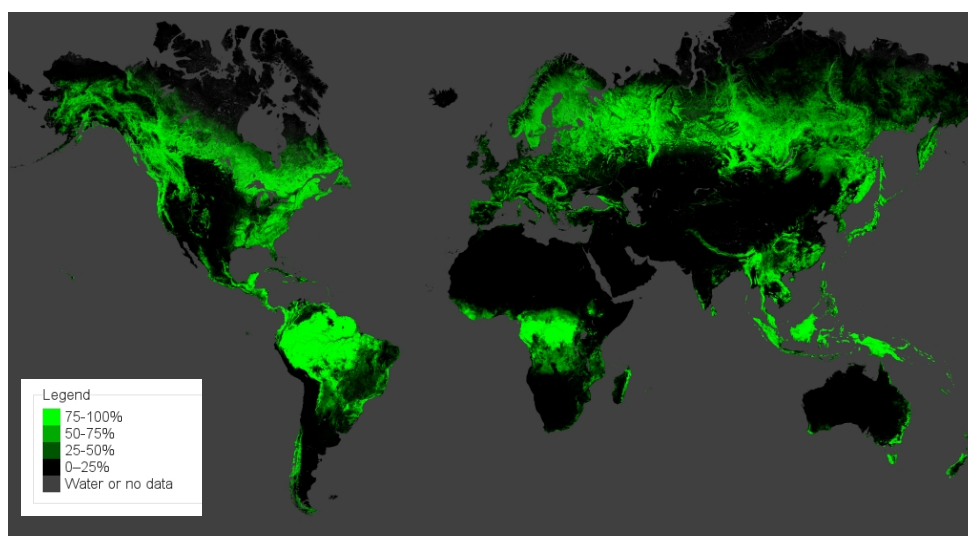


FIGURE 1 – **Pourcentage de couverture forestière en 2000**, d'après Hansen et al. (2013), <http://earthenginepartners.appspot.com/science-2013-global-forest>

Mais, à l'instar de nombreux écosystèmes, l'Amazonie est menacée par des perturbations d'origine anthropiques telles que la déforestation et le changement climatique lié aux émissions de gaz à effet de serre (GES). Au delà du réchauffement annoncé au cours du XXI^{ème} siècle et, en dépit des incertitudes importantes qui entourent les projections climatiques, c'est la réponse des précipitations et la possibilité d'un allongement et d'une intensification de la saison sèche (Fu et al., 2013; Joetzjer et al., 2013a) qui représentent les principales menaces pour l'évolution future de la forêt amazonienne. Les changements de régime des précipitations attendus en Amazonie risquent en effet d'être la majeure cause d'impacts sur le fonctionnement, la structure et la composition de la forêt (Malhi et al., 2009a; Meir et Woodward, 2010), qui vont s'ajouter aux effets de la déforestation (Cochrane et Barber, 2009; Aragão et al., 2007; Asner et Alencar, 2010; Davidson et al., 2012; Bagley et al., 2014).

Les observations du fonctionnement de la végétation lors d'expériences d'assèchement artificiel et de sécheresses naturelles (e.g. 2005, 2010) indiquent une diminution de l'assimilation de carbone et de la croissance des arbres (Fisher et al., 2007; da Costa et al., 2010; Poulter et al., 2010b; Gatti et al., 2014) ainsi qu'une augmentation de la mortalité des arbres (Brando et al., 2008; Phillips et al., 2009, 2010) confirmant la vulnérabilité de la forêt amazonienne aux sécheresses. Aussi, les sécheresses longues peuvent engendrer une diminution de l'évapotranspiration (i.e. transpiration des plantes et évaporation du sol et de l'eau interceptée par la végétation), et lorsqu'une grande superficie est concernée, cela peut réduire les précipitations convectives au-dessus du bassin, intensifier les sécheresses, et finalement déstabiliser la forêt amazonienne dans son ensemble (Betts et al., 2008). Ainsi, un modèle de climat intégrant le cycle du carbone simula

une disparition de la forêt amazonienne (*Amazon Dieback*) en réponse à un accroissement important des concentrations atmosphériques en GES (Cox et al., 2000). Cette disparition était liée en premier lieu à une augmentation de température accompagnée d'un déficit de précipitations, puis accélérée, par la rétroaction positive déclenchée par les émissions de carbone, elles-mêmes causées par la diminution de la biomasse et de l'assimilation (Cox et al., 2004). Aussi, au regard de l'importance de ces rétroactions potentielles, les évolutions du biome amazonien peuvent être considérées comme conduisant à un point de non retour (*tipping-point*) à l'échelle de la Terre (Lenton et al., 2008).

Néanmoins, la probabilité d'un *Amazon Dieback* en réponse au changement climatique est encore largement débattue dans la communauté (Rammig et al., 2010; Poulter et al., 2010a; Davidson et al., 2012; Cook et al., 2012; Good et al., 2012; Cox et al., 2013). De fortes incertitudes pèsent sur l'évolution des précipitations et de l'évapotranspiration en climat futur, mais aussi sur la réponse des surfaces continentales (Huntingford et al., 2008), et notamment sur la réponse des cycles de l'eau et du carbone au changement climatique, en général (Friedlingstein et al., 2006) et aux changements sur les événements extrêmes que représentent les sécheresses, en particulier (Sitch et al., 2008).

C'est dans ce cadre que s'inscrit ma thèse qui porte principalement sur la modélisation de la forêt amazonienne et de sa réponse aux sécheresses via le modèle de surface ISBA_{CC} développé au CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques). Ce travail s'articule en trois étapes, que reflète l'organisation du manuscrit.

La première phase est une étape d'évaluation de la représentation des flux et stocks d'eau et de carbone en Amazonie par ISBA_{CC} en vue de son utilisation dans le modèle de climat global CNRM-CM6. Cette évaluation sur des sites de mesures, puis à l'échelle du bassin nous a conduits à modifier la paramétrisation des processus métaboliques implémentés dans ISBA_{CC}. La seconde phase relève toujours de l'évaluation, mais s'intéresse cette fois à la réponse d'ISBA_{CC} aux sécheresses, que ce soit en réponse à des expériences de sécheresses artificielles ou aux sécheresses naturelles comme 2005 et 2010. Elle nous a menés à modifier la paramétrisation de l'effet du stress hydrique sur la végétation. Enfin, et cette partie constitue le dernier volet de la thèse, nous nous sommes intéressés à la réponse d'ISBA_{CC} au changement climatique et à sa sensibilité au choix des paramétrisations précédemment proposées. Ces simulations forcées s'appuient sur une étude préalable d'intercomparaison de la représentation des précipitations dans les modèles globaux menée afin de situer les modèles forceurs utilisés dans le cadre plus vaste des modèles CMIP5 (5^{ème} phase du projet d'intercomparaison des modèles de climat). Chaque partie est encadrée par un résumé sur l'état de l'art et par une synthèse des résultats.

Ainsi, bien que l'ambition initiale de cette thèse, comme le reflète le titre, se voulait plus large, les travaux les plus originaux ont principalement porté sur les impacts des sécheresses sur les bilans d'eau et de carbone en surface. Ce qui nous a conduits à privilégier l'évaluation et l'amélioration du modèle ISBA_{CC} plutôt que son application dans des scénarios plus ou moins fantaisistes, à l'instar de ce que suggère la disparité des résultats des modèles du système Terre déjà mis en oeuvre dans CMIP5.

Première partie

Paramétrisation de la forêt Amazonienne dans ISBA_{CC}

Introduction à la paramétrisation des surfaces continentales

1.1 Mécanismes d'interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère

Il y a, à l'interface entre la surface et l'atmosphère, de nombreux échanges qui se font notamment sous forme d'énergie, de quantité de mouvement et de matière, principalement d'eau et de carbone. Ces échanges modifient les propriétés physiques des basses couches atmosphériques et peuvent influencer la circulation atmosphérique de grande échelle (Pielke et al., 2002). La végétation joue un rôle crucial dans la régulation de ces échanges via le continuum sol-plante-atmosphère. Au regard des 6 millions de km^2 que couvre la forêt amazonienne, cette région joue un rôle essentiel sur le climat à l'échelle régionale mais aussi globale. En effet, la forêt amazonienne stocke environ 10 à 15 % de la biomasse globale (Potter et Klooster, 1999; Malhi et al., 2006; Beer et al., 2010; Pan et al., 2011) et recycle dans l'atmosphère environ 25 à 35 % des précipitations qui tombent sur le bassin (Eltahir et Bras, 1994). Le fleuve Amazone rejette à lui seul 15 à 20 % du volume total d'eau douce déversé dans les océans.

Le sol, la végétation et l'atmosphère forment un système couplé dont les principaux mécanismes agissant à l'échelle synoptique sont décrits ci-dessous. Notez néanmoins que cette description est loin d'être exhaustive et que seules les interactions les plus importantes à grande échelle et de ce fait usuellement prises en compte dans la modélisation de surface seront développées.

1.1.1 Bilan d'énergie à la surface des continents

Le rayonnement solaire est le moteur des échanges entre la terre et l'atmosphère, les radiations qui ne sont ni absorbées ni réfléchies par l'atmosphère atteignent la surface continentale. Le rayonnement incident R_g ($W.m^{-2}$) est ensuite en partie réfléchi par la surface en fonction de son albédo (α) qui dépend des caractéristiques de la surface considérée. En plus du rayonnement visible, la surface absorbe également le rayonnement infra-rouge émis par l'atmosphère. Cette énergie est en partie réémise par la surface sous forme de rayonnement infra-rouge suivant la loi de Stefan-Boltzmann ($R_T = \epsilon \sigma T_s^4$) où σ ($W.m^{-2}.K^{-4}$) est la constante de Stefan-Boltzmann, ϵ l'émissivité de la surface et T_s (K) la température de surface. Le bilan radiatif à la surface s'écrit :

$$R_n = R_g \cdot (1 - \alpha) + \epsilon \cdot (R_a - \sigma T_s^4) \quad (1.1)$$

où R_n ($W.m^{-2}$) est le rayonnement net, $R_g \cdot (1 - \alpha)$ est le rayonnement solaire absorbé et $\epsilon \cdot (R_a - \sigma T_s^4)$ est le rayonnement atmosphérique infra-rouge absorbé.

Outre les échanges radiatifs, la surface échange également de l'énergie avec l'atmosphère via des phénomènes turbulents, et avec le sol par diffusion de chaleur. Les flux turbulents représentent les mouvements verticaux de l'air chauffé par la surface (chaleur sensible H ($W.m^{-2}$)) et de vapeur d'eau évaporée à la surface et/ou transpirée par les plantes (chaleur latente LE ($W.m^{-2}$)). Suivant le principe de conservation d'énergie, le bilan d'énergie de la surface s'écrit :

$$R_n = H + LE + G \quad (1.2)$$

où G ($W.m^{-2}$) représente la diffusion de chaleur dans le sol et, dans une moindre mesure, dans la végétation et la couverture neigeuse.

1.1.2 Bilan hydrique

Sous l'effet du rayonnement solaire incident, une partie de l'eau des océans et des continents est évaporée et passe dans l'atmosphère. La vapeur d'eau, transportée par la circulation atmosphérique, est restituée aux océans et aux continents par le biais de précipitations (P) solides ou liquides (neige ou pluie). La neige, qui peut avoir été retenue, va fondre et/ou se sublimer sous l'effet de l'énergie solaire. L'eau liquide issue de la fonte des neiges et de la pluie, qui peut avoir été retenue temporairement par la canopée (interception), va s'écouler en surface (ruissellement de surface) ou s'infiltrer dans le sol. L'eau infiltrée peut être emmagasinée temporairement dans le sol puis alimenter les horizons plus profonds par percolation (drainage) ou être restituée à l'atmosphère par évaporation, soit directement, soit via la transpiration des plantes. L'évaporation des surfaces continentales et la transpiration des plantes constituent l'évapotranspiration. L'eau douce issue du ruissellement de surface et du drainage est en majorité restituée aux océans, mais elle peut être temporairement stockée dans les nappes, les lacs ou les zones inondées et s'infiltrer à nouveau, ou encore s'évaporer ou ruisseler.

Le cycle hydrologique peut être quantifié par *un bilan d'eau* qui exprime l'équilibre entre la quantité d'eau présente dans un réservoir et les quantités d'eau entrantes et sortantes. Ce bilan s'effectue souvent à l'échelle du bassin versant qui représente l'unité hydrologique fondamentale. Il est délimité par les lignes de partage des eaux (les précipitations tombant de chaque côté de cette ligne s'écoulent dans des directions différentes) et irrigué par un même réseau hydrographique (un cours d'eau et ses affluents). C'est donc une surface élémentaire hydrologiquement close au sein de laquelle les excédents de précipitations non stockés s'évaporent ou s'écoulent du fait de la topographie vers une seule et unique section : l'exutoire. Les précipitations P ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) représentent le flux d'eau entrant et le ruissellement de surface Q_s ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), le ruissellement de sub-surface Q_{sb} ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), ainsi que par l'évapotranspiration E ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) composent les flux sortants. Ainsi, en chaque point du bassin versant, le bilan d'eau s'écrit :

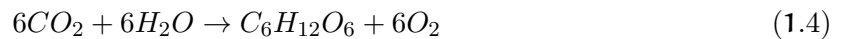
$$\frac{\delta TWS}{\delta t} = P - (Q_s + Q_{sb} + E) \quad (1.3)$$

où $\delta TWS/\delta t$ représente la variation temporelle de la masse totale d'eau stockée sur le bassin TWS ($kg.m^{-2}$) (i.e. *Terrestrial Water Storage*). Ces variations de masses d'eau peuvent être mesurées à grande échelle par satellite. L'intégration des termes Q_s et Q_{sb} sur l'ensemble d'un bassin versant est en moyenne annuelle (à peu près) égale au débit de celui-ci qui peut être mesuré à l'exutoire.

1.1.3 Bilan de carbone

Le carbone est stocké dans la lithosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'atmosphère. Dans le cadre de cette thèse, on s'intéressera exclusivement aux échanges de carbone entre l'atmosphère, la biosphère et le sol superficiel.

Dans l'atmosphère, le carbone est essentiellement présent sous forme de dioxyde de carbone (CO_2), qui avec la vapeur d'eau, sont responsables de respectivement 60 et 26 % de l'effet de serre (IPCC 2013). Sans cet effet radiatif, la température moyenne de la terre serait de -18°C , et non de 15°C . La végétation est essentiellement composée d'organismes autotrophes qui, à partir d'eau et d'énergie solaire, sont capables de transformer le CO_2 atmosphérique en carbone organique via la *photosynthèse* :



Le flux de carbone brut assimilé par photosynthèse est quantifié par la GPP (*Gross Primary Production*). Une partie du carbone assimilé est directement rejeté dans l'atmosphère sous forme de CO_2 par la *respiration* des organismes autotrophes R_A , et on définit la production primaire nette (NPP) *Net Primary Production* par :

$$\text{NPP} = \text{GPP} - R_A \quad (1.5)$$

Une $\text{NPP} > 0$ indique que la végétation absorbe plus de carbone qu'elle n'en rejette par respiration.

Les organismes autotrophes sont qualifiés de producteurs car ils fournissent les premières molécules élaborées, indispensables aux *hétérotrophes* qui ne peuvent s'alimenter que de constituants organiques préexistants. Une partie de la matière organique assimilée par les autotrophes sera transférée a posteriori au sol et à la litière sous forme de matière organique morte (chute des feuilles, mortalité). Le carbone contenu dans la nécromasse est en partie rejeté dans l'atmosphère sous forme de CO_2 via la respiration des organismes hétérotrophes (R_H) du sol (principalement des bactéries et des champignons). On définit le flux net de carbone échangé (NEE) *Net Ecosystem Exchange* comme :

$$\text{NEE} = R_{\text{ECO}} - \text{GPP} \quad (1.6)$$

Où R_{ECO} représente la respiration de l'écosystème, soit la somme de R_A et R_H . Une $\text{NEE} < 0$ indique que l'écosystème se comporte comme un puits de carbone, i.e. il stocke plus de carbone qu'il n'en rejette. Des flux d'origine anthropiques se superposent à ces flux naturels, comme la combustion des énergies fossiles et la déforestation.

La partie aérienne des plantes est rendue quasi imperméable aux échanges gazeux (CO_2 & H_2O) grâce à une cuticule cireuse qui les protège, entre autres, de la dessiccation. Ces échanges sont pourtant nécessaires au métabolisme des plantes et se font majoritairement de manière régulée via les stomates, des structures cellulaires situées sur l'épiderme foliaire. Le cycle de l'eau est alors étroitement couplé au cycle du carbone via le terme de transpiration inclus dans E (éq. 1.3) car l'entrée de carbone dans les plantes se fait de manière concomitante avec la sortie d'eau via les stomates. Le degré d'ouverture des stomates se traduit par une conductance stomatique notée g_s qui est contrôlée par des facteurs environnementaux (fig. 1.1).

Le métabolisme des plantes et des micro-organismes influence réciproquement la concentration en CO_2 atmosphérique, et le climat. Ainsi, les interactions entre g_s et le climat sont indispensables à comprendre (et à modéliser) pour l'étude du cycle du carbone (Berry et al., 2010). Comme la forêt amazonienne stocke environ 10 à 15 % de la biomasse terrestre globale (Potter et Klooster,

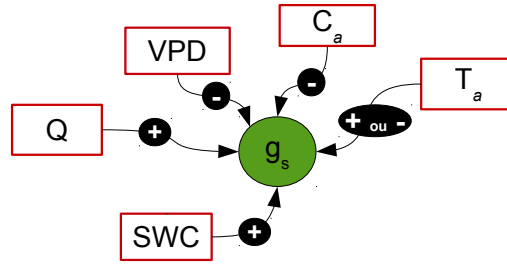


FIGURE 1.1 – Effets des facteurs environnementaux sur la conductance stomatique d’après Damour (2008). SWC représente le contenu en eau du sol (*Soil Water Content*); Q la quantité d’énergie lumineuse, VPD le déficit de vapeur d’eau saturante (*Vapor Pressure Deficit*); C_a la concentration atmosphérique de CO_2 et T_a la température de l’air. Un + indique une relation positive entre g_s et la variable environnementale.

1999; Malhi et al., 2006; Beer et al., 2010; Pan et al., 2011) et contribue à ≈ 14 % de la NPP globale, son importance dans le cycle du carbone global a motivé de nombreuses études, dont cette thèse.

1.2 Modélisation des interactions entre les surfaces continentales et l’atmosphère

Au regard de la complexité et de la diversité des mécanismes mis en jeu, la modélisation est un outil nécessaire pour comprendre les interactions entre la surface continentale et l’atmosphère. Les modèles de surface (LSMs *Land Surface Models*) simulent ces interactions. En fonction de leur degré de complexité, ces modèles prennent en compte plus ou moins de processus. Un rapide tour d’horizon des LSMs existants permet de recenser les principaux processus représentés.

1.2.1 Les premiers pas des modèles de surface : une approche physique

Les premiers modèles de surface furent développés dans les années 1960-1970. Grâce à des paramétrisations relativement simples, ils décrivaient le rayonnement et les flux de chaleur sensible et latent échangés entre la surface et l’atmosphère, ainsi que les flux de quantité de mouvement via une longueur de rugosité qui traduit le frottement de l’air sur la surface. R_n est calculé en surface puis la répartition des flux est déterminée par les équations 1.1 & 1.2. H et LE sont calculés suivant les équations de transfert de chaleur et d’eau et le taux d’évaporation maximum est modulé par un coefficient prenant en compte la disponibilité en eau dans le sol. G est calculé via le schéma de sol qui simule plus ou moins explicitement la diffusion de chaleur dans le sol. Le contenu en eau du sol était simplement représenté par une approche «*seau d’eau*» ou *bucket* (Manabe, 1969) comprenant une seule couche de sol qui se remplit et se vide au gré des précipitations et de l’évaporation. Si le ruissellement est autorisé quand le *seau* est saturé, il n’y a aucun drainage à la base du sol.

Afin de mieux représenter les propriétés de surface, au début des années 1980, les modèles commencent à intégrer les effets de la végétation sur les échanges d’eau et d’énergie, et sont qualifiés de modèles SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*), on parle aussi d’approche *big-leaf* car le couvert végétal est assimilé à une simple feuille à l’échelle de la maille. Bien que minimaliste, cette approche permet de rendre compte des modifications spatiales (mais pas temporelles) des propriétés optiques (e.g. albédo et émissivité) et physiques (e.g. augmentation de la longueur de rugosité) de la surface induites par la présence de végétation. Le rôle des stomates (i.e. régulation des échanges entre la surface et l’atmosphère) est représenté par une conductance stomatique pour toute la canopée g_s qui contrôle le flux de transpiration. La conductance stomatique fo-

liaire (g) est empiriquement reliée aux conditions environnementales suivant Jarvis (1976) et est ensuite multipliée par l'indice foliaire (LAI), qui est prescrit, pour représenter l'ensemble de la canopée.

$$g_s = g(PAR) \cdot f(CO_2) \cdot f(\delta e) \cdot f(T) \cdot f(\Psi_{leaf}) \quad (1.7)$$

Où $g(PAR)$ est la valeur de g déterminée par le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) et $f(CO_2)$, $f(\delta e)$, $f(T)$, $f(\Psi_{leaf})$ des fonctions indépendantes qui modulent la réponse de g en fonction de la concentration atmosphérique de CO_2 , du déficit de pression entre la pression de vapeur entre la feuille et l'atmosphère δe , de la température des feuilles T et du potentiel hydrique de la feuille Ψ_{leaf} . Notons qu'à l'époque $f(CO_2)$ était généralement négligée. Ainsi, l'évapotranspiration (i.e. la somme de l'évaporation du sol nu, du réservoir d'interception et de la transpiration de la végétation), le drainage, le ruissellement, l'évolution du contenu en eau des sols sont décrits. On peut citer pour exemple de modèles SVAT SiB (Sellers et al., 1986) et ISBA (Noilhan et Planton, 1988) qui a été intégré dans le modèle atmosphérique ARPEGE Climat par Mahfouf et al. (1995).

1.2.2 L'implémentation du cycle du carbone

Avec l'augmentation préoccupante de la concentration des gaz à effet de serre d'origine anthropique (e.g. CO_2) dans l'atmosphère pouvant induire un changement climatique (Houghton et al., 1990), le GIEC (*Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*) est créé par l'ONU en 1988. Les modèles de surface se complexifient, une représentation biogéochimique des surfaces continentales est ajoutée à la description purement physique jusqu'alors établie afin d'intégrer le cycle du carbone, et mieux comprendre les interactions entre les continents, l'atmosphère et les océans.

La paramétrisation de Jarvis préalablement décrite (eq. 1.7) est alors généralement remplacée par des modèles qui représentent l'assimilation de carbone (A_n) et g_s suivant une approche dite de demande et apport en CO_2 . Un modèle empirique de conductance (e.g. Ball et al. (1987); Leuning (1995)) calcule g_s en fonction de l'assimilation nette de carbone $g_s = f(A_n)$ (fonction d'apport), un modèle biochimique (e.g Farquhar et al. (1980) pour les plantes en C_3 ; Collatz et al. (1992) pour les C_4) donne $A_n = f(C_i)$ (fonction de demande); et l'équation de diffusion du CO_2 entre la concentration en CO_2 atmosphérique (C_a) et dans les feuilles (C_i) permet de boucler le système ($A_n = g_s(C_a - C_i)$). Ce système de trois équations à trois inconnues est le plus souvent résolu par itération. Pour une synthèse sur la modélisation de g_s , voir notamment Damour et al. (2010)

La fonction de demande $A_n = f(C_i)$ traduit le formalisme suivant : le fonctionnement des stomates est soumis à une double contrainte ; maximiser l'assimilation de carbone, tout en minimisant les pertes en eau (Cowan et Farquhar, 1977). Le modèle biochimique de référence est celui proposé par Farquhar et al. (1980) qui propose de calculer A_n via :

$$A_n = \left(1 - \frac{0.5 \cdot O}{\tau \cdot C_i}\right) \cdot \min[W_c, W_j, W_p] - R_d \quad (1.8)$$

où O est la pression partielle en oxygène dans l'espace intercellulaire, τ le facteur de spécificité de la RubisCO et R_d la respiration mitochondriale des feuilles (aussi appelée dark respiration). Le taux de carboxylation peut être limité par 3 facteurs distincts, ainsi, trois taux de carboxylation (W) sont calculés et le taux le plus limitant est retenu pour le calcul de A_n dans l'éq. 1.8.

- W_c lorsque le substrat de la photosynthèse (RubP *Ribulose biPhosphate*) est non limitant. La photosynthèse est alors principalement limitée par les propriétés cinétiques de la Rubisco. W_c s'exprime en fonction du taux de carboxylation maximal (V_{cmax}) de la

RubisCO et des constantes cinétiques de Michaelis pour la carboxylation et l'oxygénation.

- W_j lorsque le RuBP n'est pas suffisamment renouvelé. La photosynthèse est alors principalement limitée par la quantité maximale d'électrons transportés dans la chaîne photosynthétique (J_{max}).
- W_p représente la limitation liée à l'utilisation des trioses-phosphates pour la production de sucres, autrement dit, cette limitation est liée à la capacité de la feuille à exporter et à utiliser les produits de la photosynthèse. Notons que cette troisième limitation a été proposée par Harley et al. (1992), mais étant la moins fréquemment rencontrée elle est souvent négligée.

Cette approche *demande-apport* ne prend pas en compte l'effet du stress hydrique sur la conductance stomatique. Afin de l'intégrer dans les modèles de surface, la pirouette numérique largement utilisée est de définir une fonction de stress hydrique (*WSF Water stress Function*) qui relie l'humidité du sol à un ou plusieurs paramètres physiologiques, le plus souvent au V_{cmax} . Ce point sera développé dans le second volet de cette thèse.

S'il y a un consensus relatif sur l'approche utilisée pour calculer A_n , les respirations autotrophes, la description et l'évolution des réservoirs de carbone sont moins documentés et les représentations varient d'un LSM à l'autre. Pour le carbone du sol, les modèles se basent souvent sur le modèle century (CNT) (Parton et al., 1988). Le calcul de A_n et de la respiration permet de simuler la GPP, de coupler le cycle de l'eau et du carbone dans les LSMs et, par exemple, d'étudier la réponse de ces cycles à une augmentation de la $[CO_2]$. Le LAI, qui est fonction de A_n et du type de végétation, peut être pronostiqué. Citons pour exemple de LSM avec une approche biogéochimique IBIS (Foley et al., 1996), SiB2 (Sellers et al., 1996) et ISBA_{CC} (Calvet et al., 1998; Gibelin et al., 2008).

1.2.3 Couplage des modèles de surface dans les modèles de climat

Les modèles numériques de climat sont des outils indispensables à la compréhension du climat et de son évolution sous l'effet de forçages naturels ou anthropiques (e.g. gaz à effet de serre, aérosols). L'espace géographique numérique des GCMs se décrit par des «*cubes*» (fig. 1.2, milieu) entre lesquels les échanges d'énergie et de masse sont régis par les lois physiques. Chaque composante du système terre est modélisée, comme illustré (fig. 1.2, gauche) pour le CNRM-CM5, développé au CNRM (*Centre National de Recherches Météorologiques*). Elles sont développées indépendamment les unes des autres et sont couplées grâce au coupleur OASIS développé au CERFACS (*Centre Européen de Recherches et de Formations Avancée en Calculs scientifiques*). ARPEGE-CLIMAT modélise l'atmosphère, NEMO les océans, GELATO la glace de mer, ISBA est le LSM qui gère les échanges entre les surfaces continentales et l'atmosphère, enfin TRIP simule les transferts d'eau douce des fleuves vers les océans. SURFEX (*SURFace EXternalisée*) est une plateforme de modélisation de surface développée par Météo-France qui rassemble l'ensemble des développements et améliorations apportés aux schémas de surface. Elle est conçue pour être couplée à des modèles atmosphériques et inclut des modèles indépendants comme ISBA.

L'unité de surface d'un LSM est une maille (fig. 1.2), qui dans le cas d'un modèle global varie de 2500 à 100000 km². Pour pallier l'hétérogénéité sous maille présente à la surface, une maille se décompose potentiellement en une mosaïque de tuiles représentant les espaces urbains, les lacs, la mer ou la nature. Si, au sein d'une même maille, chaque tuile voit les mêmes flux atmosphériques entrants, ils sont traités spécifiquement par chaque tuile, et les flux sortants sont

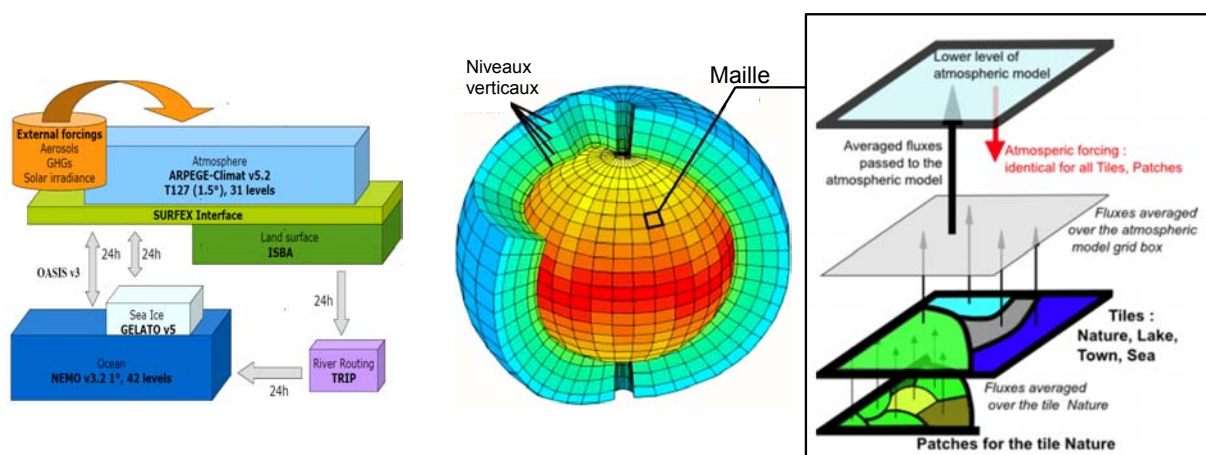


FIGURE 1.2 – Représentation de l'architecture (gauche) et de l'espace géographique numérique (milieu) d'un GCM (e.g. le CNRM-CM5 (Voldoire et al., 2012)), et représentation schématique de la gestion de l'hétérogénéité sous maille dans ISBA.

moyennés pour décrire le comportement général de la maille que voit l'atmosphère. La descente d'échelle continue avec la tuile nature qui peut être potentiellement décrite par plusieurs types de végétation (PFT *Plant Functional Type*) correspondant au concept de biome en écologie, i.e un ensemble d'écosystèmes caractéristique d'une aire biogéographique (fig. 1.2, droite). Ce découpage de la végétation est identique (ou très proche) de celui donné par l'IGBP (*International Geosphere-Biosphere Programme*) qui considère une douzaine de types de végétation différents. C'est le compromis qui a été trouvé pour représenter une certaine diversité fonctionnelle en définissant un comportement moyen propre à chaque biome, sans pour autant alourdir excessivement le temps de calcul et autoriser des simulations à l'échelle globale.

Notons que le type de végétation en surface tend vers un équilibre avec l'environnement, mais c'est un équilibre dynamique car perpétuellement contraint par des facteurs biotiques (e.g. espèces invasives) et abiotiques (e.g. climat). À des échelles de temps relativement longues (à partir de la dizaine d'années) on peut observer une désertification de certaines zones par exemple. Certains LSMs sont capables de simuler des changements de PFT induits par des contraintes climatiques ; ce sont les DGVMs (*Dynamic Global Vegetation Model*), comme par exemple IBIS (Foley et al., 1996) et LPJ (Sitch et al., 2003). ISBA_{CC} n'est pas actuellement un DGVM i.e la distribution géographique des PFTs est imposée et statique. Notons que certains modèles s'affranchissent des PFTs et proposent une modélisation dynamique de la végétation avec une approche basée sur les traits fonctionnels physiologiques comme JeDi (Pavlick et al., 2013) ou encore aDGVM2 (Scheiter et al., 2013).

Lorsque les LSMs sont couplés à un GCM, les rétroactions de la surface sur le climat sont prises en compte, on parle alors de simulations COUPLÉES. Au contraire, lorsque les conditions atmosphériques sont imposées aux LSMs on les qualifie alors de FORCÉES. Les incertitudes intrinsèques aux CGCMs sont liées aux incertitudes de chacune de ses composantes, et l'évaluation, en mode forcé, est une étape nécessaire pour comprendre et améliorer les LSMs dans le but de minimiser les erreurs liées à la modélisation de surface dans les simulations couplées.

Ainsi, dans le cadre de cette thèse, **on s'intéressera exclusivement au modèle de surface ISBA en mode forcé**. De plus, seul le PFT *evergreen tropical forest* dominant en Amazonie a été considéré puisque l'on a choisi de s'intéresser uniquement à cette région. Néanmoins quelques tests in situ ont été effectués sur d'autres PFT que l'on retrouve en Amazonie. La section suivante

décrit le modèle $ISBA_{CC}$, et le modèle de routage des fleuves TRIP qui sera utilisé pour les simulations à l'échelle du bassin.

1.3 Le modèle de surface du CNRM : $ISBA_{CC}$

$ISBA$ (*Interaction Sol Biosphère Atmosphère*) est le modèle de surface du CNRM ; étant en perpétuel développement, plusieurs versions d' $ISBA$ coexistent. Les améliorations successives apportées à $ISBA$ suivent l'historique des LSMs précédemment décrit. Au départ, $ISBA$ proposait une approche physique pour modéliser les flux d'eau et d'énergie (Noilhan et Planton, 1988), avec une approche *big-leaf* implémentée pour calculer g_s définie suivant Jarvis (1976) (eq. 1.7). Calvet et al. (1998) ont ensuite intégré les flux de carbone, $ISBA$ est alors renommé $ISBA-A-g_s$. Les études suivantes se sont attachées à évaluer et améliorer $ISBA-A-g_s$ (Calvet, 2000; Calvet et Soussana, 2001; Calvet et al., 2004). Gibelin et al. (2008) a complété le cycle du carbone en proposant une description plus fine des réservoirs de carbone et une description du carbone du sol, $ISBA-A-g_s$ devient alors $ISBA_{CC}$ pour *Carbon Cycle*. La représentation de la physique du sol a également été soumise à des modifications depuis la version *force-restore* à 2 couches proposée par Deardorff (1977). Une couche supplémentaire est ajoutée par Boone et al. (1999) proposant ainsi le schéma de sol appelé 3L. Puis, c'est une version multicouche qui, en résolvant explicitement les équations de chaleur et de Darcy permet une meilleure représentation de nombreux processus comme par exemple la distribution verticale de l'humidité dans le sol, qui a finalement été adoptée. Ce schéma, appelé $ISBA-DF$ (*diffusion*), a été validé par Decharme et al. (2011).

À l'instar des autres modèles de surface, $ISBA_{CC}$ calcule les bilans d'eau, d'énergie et de carbone décrits précédemment à partir du forçage météorologique (fig. 1.3).

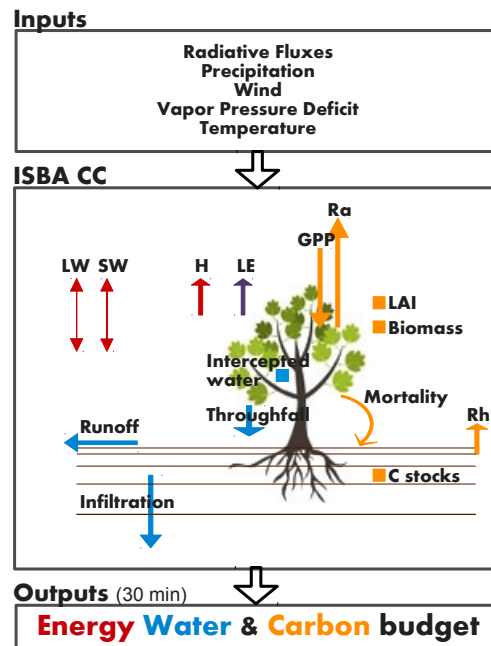


FIGURE 1.3 – Schéma conceptuel du modèle de surface $ISBA_{CC}$

Le modèle de photosynthèse de Jacobs (1994), basé sur les travaux de Goudriaan (1986) et de De Wit (1978), implémenté dans $ISBA_{CC}$ par Calvet et al. (1998) décrit, comme celui de (Farquhar

et al., 1980), les processus métaboliques à l'échelle de la feuille lorsque le sol n'est pas limité en eau. Il est basé sur la corrélation observée entre assimilation nette (A_n en $mg.CO_2.m^{-2}.s^{-1}$) et la conductance stomatique (g_s , $mm.s^{-1}$), et sur la très faible variation du rapport entre la concentration en CO_2 intercellulaire C_i (ppm) et la concentration en CO_2 à l'extérieur de la feuille (qui est supposée égale à la concentration en CO_2 atmosphérique C_a (ppm) dans ISBA_{CC}). Aussi, cette approche originale ne repose pas sur les limitations cinétiques de la photosynthèse comme décrit par Farquhar et al. (1980), mais sur le calcul d'une conductance mésophyllienne idéalisée g_m ($mm.s^{-1}$). En physiologie, g_m est relative au trajet du CO_2 dans le mésophylle, i.e. des chambres sous stomatique vers les sites de carboxylation, au niveau de la membrane des thylakoides, à l'intérieur des cellules. g_m comprend donc deux phases, une conductance en phase gazeuse dans l'espace intercellulaire, puis en phase aqueuse à travers les membranes des cellules et des chloroplastes. Aussi, g_m relève principalement des caractéristiques structurales de la feuille (e.g. épaisseur de la feuille, tortuosité du trajet en phase liquide à travers les membranes, épaisseur des parois cellulaires, perméabilité des membranes, distance entre la chambre sous stomatique et les chloroplastes) (Tossens et al., 2012). Notez que les articles présentés Part1. Chap.2 et Part2. Chap2 décrivent partiellement la paramétrisation d'ISBA_{CC}, mais dans un souci de clarté, les principales équations sont décrites ci-dessous.

1.3.1 La photosynthèse : le modèle de Goudriaan (1986)

A l'instar de Farquhar et al. (1980), le modèle suppose que la photosynthèse peut être limitée par la lumière et/ou par la concentration en CO_2 (éq. 1.8).

Lorsque le transport d'électrons est limitant, l'assimilation nette (A_n) peut s'écrire :

$$A_n = \epsilon I_a - R_d \quad (1.9)$$

Avec I_a ($W.m^{-2}$) le rayonnement efficace pour la photosynthèse (PAR *Photosynthetic Active Radiation*) et ϵ ($mg.J^{-1}$) l'efficacité de conversion de la lumière similaire à Farquhar et al. (1980) et donnée par :

$$\epsilon = \epsilon_0 \cdot \frac{C_i - \Gamma}{C_i + 2\Gamma} \quad (1.10)$$

où ϵ_0 ($mg.J^{-1}$) est l'efficacité maximale de conversion de la lumière, qui dépend du type de photosynthèse (C_3 ou C_4). Γ (ppm) est le point de compensation, soit la concentration en CO_2 en dessous de laquelle la plante ne fixe pas le CO_2 .

Lorsque la carboxylation est limitante et à forte illumination, l'assimilation coïncide avec la valeur asymptotique de la réponse de la photosynthèse à la lumière (A_m ; $mg.CO_2.m^{-2}.s^{-1}$) et varie linéairement avec la concentration intercellulaire en CO_2 selon :

$$A_m = g_m \cdot (C_i - \Gamma) \quad (1.11)$$

Cette équation définit g_m , une conductance mésophyllienne idéalisée qui représente dans ce modèle, la pente initiale de la courbe Assimilation- C_i à forte illumination. Elle peut donc aussi être vue comme un paramètre représentant l'activité de la Rubisco sous ces conditions (éq. 41, Farquhar et al., 1980).

Dans des conditions intermédiaires, Jacobs (1994) et Goudriaan (1986) proposent deux fonctions empiriques qui combinent les effets de la lumière et du CO_2 .

$$A_n = (A_m + R_d) \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{-\epsilon I_a}{A_m + R_d}\right) \right] - R_d \quad (1.12)$$

Avec R_d la respiration mitochondriale (dark respiration) des feuilles empiriquement supposée égale à

$$R_d = \frac{A_m}{9} \quad (1.13)$$

Le taux de photosynthèse est ensuite limité par un taux d'assimilation maximum ($A_{m,max}$) suivant :

$$A_m = A_{m,max} \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{-g_m(C_i - \Gamma)}{A_{m,max}}\right) \right] \quad (1.14)$$

Dans ISBA_{CC}, $A_{m,max}$ est calculé à partir de l'assimilation maximale à 25°C ($A_{m,max}(25)$) fixée à 2.2 mgCO₂.m⁻².s⁻¹ pour les C_3 et à 1.7 mgCO₂.m⁻².s⁻¹ pour les C_4 .

Notez qu'à faible rayonnement ($I_a \approx 0$), l'équation 1.12 se simplifie en l'équation 1.9 et à faible concentration en CO₂ (et donc à faible C_i , cf section 1.3.2), l'équation 1.14 revient à l'équation 1.11.

La dépendance de la photosynthèse à la température est décrite par des fonctions appliquées à Γ , g_m et $A_{m,max}$. Pour Γ , il s'agit d'une fonction en Q_{10} (cf. Partie 1. Chapitre 2), pour g_m et $A_{m,max}$, une fonction d'inhibition (Collatz et al., 1992). Les valeurs de Γ , g_m et $A_{m,max}(25)$ sont des paramètres d'ISBA_{CC} donnés suivant le type de photosynthèse (C_3 ou C_4).

1.3.2 La réponse stomatique : le modèle de Jacobs (1994)

La réponse stomatique se base sur les faibles variations du ratio entre C_i et C_a .

$$f = \frac{C_i - \Gamma}{C_a - \Gamma} \quad (1.15)$$

Ce rapport f varie en fonction du déficit d'humidité de l'air D_s (g.kg⁻¹) :

$$f = f_0 \left(1 - \frac{D_s}{D_{max}} \right) + f_{min} \left(\frac{D_s}{D_{max}} \right) \quad (1.16)$$

Lorsque le déficit est maximal ($D_s = D_{max}$), les stomates se ferment, $f = f_{min}$ et représente alors les seuls échanges cuticulaires. Dans le cas opposé, f_0 est la valeur de f lorsque l'air est saturé en eau ($D_s = 0$). D_{max} , f_{min} et f_0 sont des paramètres d'ISBA_{CC} imposés selon le type de photosynthèse.

Finalement, la conductance stomatique (g_{sc} ; mm.s⁻¹) au CO₂ est donnée par :

$$g_{sc} = \frac{A_n - A_{min} \left(\frac{D_s}{D_{max}} \cdot \frac{A_n + R_d}{A_m + R_d} \right) + R_d \left(1 - \frac{A_n + R_d}{A_m + R_d} \right)}{C_a - C_i} \quad (1.17)$$

Avec A_{min} l'assimilation résiduelle brute associée aux transferts cuticulaires lorsque les stomates sont clos.

Pour prendre en compte le couplage entre la transpiration et l'assimilation, E est régulée par g_{sc} dans ISBA_{CC}.

Notez que la paramétrisation d'ISBA_{CC} est ici décrite dans des conditions où l'eau du sol n'est pas limitante. L'effet du stress hydrique sera décrit dans le second volet de la thèse.

1.3.3 Passage de la feuille au couvert

Le modèle décrit jusqu'ici représente l'assimilation nette de carbone et la conductance stomatique à l'échelle de la feuille. A l'échelle du couvert, ISBA_{CC} suppose que la température, l'humidité et la concentration en CO₂ sont constants. Le modèle tient compte de l'extinction du rayonnement entre le haut et le bas de la canopée. A l'origine, Calvet et al. (1998) utilisaient une version modifiée de la solution de Goudriaan (1986) à 3 couches, qui avait tendance à surévaluer l'assimilation. Plus récemment, Carrer et al. (2013) ont développé un module de transfert radiatif dans la canopée beaucoup plus détaillé qui réduit ce biais.

L'extinction de la lumière dans la canopée imposée par Carrer et al. (2013) impose indirectement un profil vertical décroissant de l'assimilation dans la canopée. En revanche, la respiration des feuilles est supposée constante du haut au bas de la canopée et la respiration calculée à l'échelle de la feuille 2.6 (par unité de LAI) est simplement multipliée par le LAI.

1.3.4 Réservoirs de biomasse des plantes (Gibelin et al., 2008)

ISBA_{CC} représente les arbres par 6 réservoirs de carbone (B1 à B6) et 4 (B1 à B4) pour les herbacées. Ces dénominations proviennent des travaux de (Lemaire et Gastal, 1997) pour les céréales, et ont par conséquent peu de réalité histologique pour décrire les arbres.

- B_l biomasse foliaire
- B2 biomasse « de structure active »
- B3 petit réservoir tampon utilisé pour garantir la stabilité numérique
- B4 biomasse « de structure souterraine », assimilé aux racines fines
- B5 biomasse ligneuse aérienne
- B6 biomasse ligneuse souterraine

1.3.5 Croissance et mortalité

L'évolution des réservoirs de carbone est décrite en détails par Gibelin et al. (2008). Nous ne faisons que la résumer ici. Ce module est calculé une fois par jour. De manière générale, pour tous les réservoirs, l'évolution en (kg.m⁻²) est donnée par :

$$\frac{\Delta B}{\Delta t} = A_B - D_B - R_B \quad (1.18)$$

où A_B (kg.m⁻².day⁻¹) représente l'incrément de biomasse venant de l'assimilation photosynthétique (uniquement pour les feuilles) ou la réallocation de carbone venant d'un autre réservoir (pour les autres), R_B (kg.m⁻².day⁻¹) la respiration et D_B (kg.m⁻².day⁻¹) le déclin qui représente la perte de biomasse par «turnover» ou réallocation de biomasse vers un autre réservoir. Dans la version de Gibelin et al. (2008), seuls les réservoirs B1-B4 respirent. Les termes de «déclin» s'expriment comme B/τ où τ est le temps de résidence dans le réservoir B.

Le module de croissance d' ISBA_{CC} est basé sur la loi de dissolution de l'azote, une loi empirique observée pour des herbacées, des céréales et des légumineuses (Justes et al., 1994; Lemaire et Gastal, 1997). Cette loi traduit le fait que la quantité d'azote que peut absorber la plante n'est pas illimitée et qu'au cours de la croissance, la concentration en azote dans la plante diminue suivant la loi en puissance :

$$N_T = c \cdot N_a \cdot B_T^{-a} \quad (1.19)$$

où N_T est la concentration massique en azote dans toute la plante, B_T est la biomasse aérienne sèche de la plante (en kg de matière sèche), N_a la concentration en azote dans la biomasse photosynthétiquement active (que l'on assimile suivant Gibelin et al. (2008) aux feuilles et a et c sont dans ISBA_{CC} pris comme des constantes valant respectivement 0.38 et 0.31425531725

(kgDM.m⁻²) (DM=matière sèche). En supposant que la majorité de l'azote de la plante est contenue dans la biomasse de feuille (active photosynthétiquement), on peut écrire :

$$B_T \cdot N_T \approx B_l \cdot N_a \quad (1.20)$$

On trouve alors en utilisant les équations 1.19 et 1.20 une relation allométrique entre la biomasse aérienne sèche de la plante B_T et la biomasse active (de feuille) B_l :

$$B_T = \left(\frac{B_l}{c} \right)^{\frac{1}{1-a}} \quad (1.21)$$

Et comme cette loi a été établie pour les herbacées et céréales, B_T représente $B_l + B_2$.

En phase de «croissance», lorsque l'assimilation nette cumulée sur la journée par les feuilles est supérieure au turnover, le modèle calcule l'évolution du réservoir de feuille selon l'équation 1.18. Avec la nouvelle biomasse foliaire, on calcule la biomasse totale B_T donnée par l'équation 1.21 et on en déduit $B_2 = B_T - B_l$. L'application de la loi de dilution de l'azote (1.21) ne conserve pas la masse, i.e. la variation de B_T ne correspond pas au bilan de carbone net des feuilles. Une correction est donc ensuite appliquée pour limiter la variation de B_T au carbone réellement disponible.

En phase de «décroissance», lorsque l'assimilation nette cumulée sur la journée par les feuilles est inférieure au turnover, la loi de dilution de l'azote n'est plus vérifiée. B_l est toujours calculée par l'équation 1.18 mais B_2 ne fait que perdre de la masse.

En phase de croissance, les termes de déclin sont entièrement réalloués aux autres réservoirs tandis qu'en phase de sénescence, ces déclins sont répartis entre mortalité (flux de carbone vers la litière) et réallocation vers les autres réservoirs.

Finalement, le nouvel indice foliaire (LAI) est calculé sur base de l'indice foliaire spécifique (specific leaf area, SLA) :

$$LAI = SLA \cdot B_l \quad (1.22)$$

Calvet et Soussana (2001) et Gibelin et al. (2006) relient le SLA à la concentration massique en azote foliaire N_l , via des paramètres e et f , suivant :

$$SLA = eN_l + f \quad (1.23)$$

Calvet et al. (2008), en utilisant l'analyse d'expériences d'enrichissement en CO₂ de Yin (2002), ont ensuite proposé de relier la concentration en azote foliaire à la concentration en CO₂.

$$\ln \left(\frac{N_l}{N_l^o} \right) = -h \cdot \exp \left(k - \frac{N_l^o}{63} \right) \cdot \ln \left(\frac{C_2}{C^o} \right) \quad (1.24)$$

où N_l^o est l'azote foliaire à la concentration en CO₂ de référence C^o , C_2 est la nouvelle concentration en CO₂, h et k sont des paramètres. En combinant cette relation avec l'équation 1.23, on obtient une fonction qui décrit une diminution du SLA quand la concentration en CO₂ augmente.

1.4 Le modèle de routage TRIP

TRIP (Total Runoff Integrating Pathways) est un modèle de routage linéaire à base simplifiée qui gère les échanges horizontaux des flux d'eau. Initialement développé à l'université de Tokyo (Oki et Sud, 1998), il est disponible à l'échelle globale à une résolution de 0.5° x 0.5°. En routant

les ruissellements produits par ISBA par maille, TRIP permet de simuler les débits et offre par conséquent un moyen d'évaluation supplémentaire du cycle hydrologique à l'échelle régionale autorisant la comparaison entre débits simulés et observés.

TRIP calcule l'évolution temporelle de la masse d'eau en rivière $S(kg)$ stockée dans chaque maille d'eau du réseau hydrographique via :

$$\frac{\delta S}{\delta t} = Q_{in}^S + Q_{sb} - Q_{out}^S \quad (1.25)$$

Avec Q_{in}^S ($kg.s^{-1}$) la somme des flux de masse sortant des mailles amont voisines et du ruissellement de surface simulé par ISBA multiplié par la surface de la maille, Q_{sb} le drainage profond provenant de la base du sol d'ISBA et Q_{out}^S ($kg.s^{-1}$) le flux de masse sortant de la maille. Q_{out}^S est proportionnel à S , et fonction de la vitesse d'écoulement v ($m.s^{-1}$) de la rivière et de la longueur L (m). Les méandres des rivières sont pris en compte via un coefficient de méandrement de 1.4 (pour une résolution de 0.5°) (Oki et Sud, 1998).

Cette version originale de TRIP suppose v constante et égale $0.5 m.s^{-1}$, hypothèse peu réaliste à l'échelle globale. C'est pourquoi, Decharme et al. (2010), en se basant sur les travaux de Arora et Boer (1999), ont implémenté un schéma d'écoulement à vitesse variable ainsi qu'un réservoir souterrain linéaire afin de retarder la contribution du drainage à la rivière. La vitesse d'écoulement v est dorénavant calculée selon la formule de Manning en considérant une section de fleuve rectangulaire, en fonction de la pente, de la rugosité, de la largeur du fleuve ainsi que de la hauteur d'eau (Fig. 3.7).

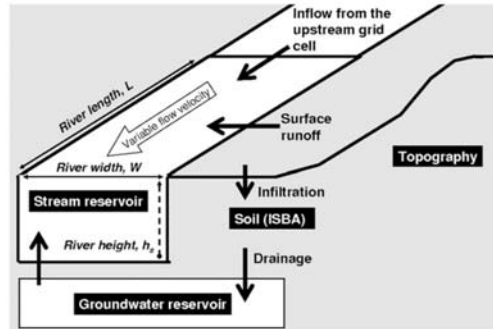


FIGURE 1.4 – Représentation schématique de TRIP d'après Decharme et al. (2010).

Aussi, la version initiale d'Oki et Sud (1998) ne fait aucune distinction entre le drainage profond et le ruissellement de surface. Toujours suivant Arora et Boer (1999), Decharme et al. (2010) ont également implémenté un réservoir profond (G), dont l'équation pronostique s'écrit :

$$\frac{\delta G}{\delta t} = Q_{in}^G - Q_{out}^G \quad (1.26)$$

Avec Q_{in}^G le flux entrant correspondant à Q_{sb} et Q_{out}^G une fonction linéaire de la quantité d'eau stockée dans le réservoir G définie par :

$$Q_{out}^G = \frac{1}{\tau} G \quad (1.27)$$

avec τ une constante de temps fixée à 30 jours (Decharme et al., 2012). Ainsi, dans l'équation 1.25, le terme Q_{sb} est remplacé par Q_{out}^G . En outre, bien que TRIP prend désormais en compte les inondations via le schéma proposé par Decharme et al. (2012), cette version ne sera pas testée dans le cadre de cette thèse.

2.1 Motivations et versions choisies

ISBA_{CC} n'a jamais été évalué sur les forêt tropicales (Gibelin et al., 2008). Avant de s'intéresser spécifiquement à la réponse du modèle aux sécheresses, il paraît plus prudent de mener une évaluation plus générale de la représentation des flux et des stocks d'eau et de carbone simulés. La version de contrôle (CTL = ISBA_{CC} décrite section 1.3) s'est avérée sérieusement biaisée sur l'Amazonie. Aussi, nous avons proposé plusieurs modifications des processus métaboliques décrits dans ISBA_{CC}. La version modifiée est appelée PS+R pour (PhotoSynthèse + Respiration). Ces développements sont présentés dans l'article inclus section 2.2. La version PS est une version intermédiaire entre CTL et PS+R, uniquement présentée dans la section 2.2 et qui permet d'évaluer séparément la modification des paramètres photosynthétiques et des respirations autotrophes (fig. 2.1).

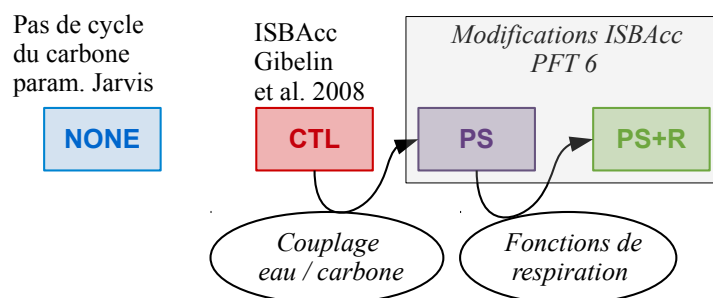


FIGURE 2.1 – Différentes version d'ISBA utilisées et proposées dans ce travail de thèse.

Notez bien que la version PS+R intègre une modification de la réponse au stress hydrique par rapport à la version CTL. Cette modification de la réponse au stress est décrite et évaluée dans le second volet de la thèse. À titre de comparaison, pour la thèse (**mais pas dans les articles**), nous avons également choisi de montrer la simulation sans le cycle du carbone (NONE) qui repose sur la paramétrisation de Jarvis (1976). L'hydrologie de cette version a été largement évaluée (e.g. Douville, 1998; Decharme et Douville, 2007; Decharme et al., 2011), et cette paramétrisation de la végétation est intégrée dans le modèle de climat CNRM-CM5 (fig 1.2) qui a participé à la cinquième phase de l'exercice d'intercomparaison des OAGCMs (CMIP5), avec une description 3L du sol.

Dans le cadre de cette thèse, toutes les versions considèrent le schéma de sol multicouches, même NONE. Néanmoins, des tests ont été réalisés en in situ avec la version 3L et, les biais sont plus dépendants de la version choisie (NONE, CTL et PS+R) que de la description du sol.

2.2 Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

E. Joetzjer¹, C. Delire¹, H. Douville¹, P. Ciais², B. Decharme¹,
D. Carrer¹, H. Verbeeck³, M. De Weirtdt³

Article à soumettre dans Geophysical Model Development pour l'édition spéciale SURFEX

¹ CNRM-GAME UMR3589, Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique, Toulouse, France

² Laboratory of Climate Sciences and the Environment (LSCE), Joint Unit of CEA-CNRS, L'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

³ Laboratory of Plant Ecology, Department of Applied Ecology and Environmental Biology, Faculty of Bioscience Engineering, Ghent University, Coupure Links 653, 9000 Ghent, Belgium

2.2.1 Résumé

Cette étude propose d'évaluer la représentation des flux et des stocks d'eau et de carbone simulés par ISBA_{CC} en mode off-line sur l'Amazonie, à partir de mesures in situ. Alors que la version CTL (fig. 2.1) capture correctement la saisonnalité et la quantité de rayonnement net et de contenu en eau du sol, l'implémentation de nouveaux paramètres basés sur des mesures in situ (version PS) améliore la répartition d'énergie entre les flux de chaleur sensible et latent. Si cette version semble, quantitativement, mieux capturer les flux de carbone, leur saisonnalité est mal représentée. Lorsque ISBA_{CC} est comparé au LSM ORCHIDEE, qui est basé sur une paramétrisation différente de la photosynthèse, les scores statistiques sont systématiquement plus site-dépendants que modèle-dépendants. Cela suggère que les biais viennent en partie soit du forçage atmosphérique, soit des mesures, à moins que les deux modèles ne prennent pas en compte un processus nécessaire. La modification des fonctions de respiration (version PS+R) autorise le modèle à stocker plus de carbone et conduit à simuler un carbon use efficiency (CUE) et des stocks de carbone cohérents avec les observations in situ. Dans ISBA_{CC}, augmenter d'un facteur 3 les stocks de carbone a très peu d'impact sur les flux.

2.2.2 Introduction

Given the strong coupling between climate and the carbon cycle and the emergence of holistic Earth System Models (ESM), modeling the Amazon rainforest is an important challenge. This biome plays a crucial role in the regional energy, water and carbon cycles, thereby modulating the global climate system. The forest recycles about 25 to 35 % of the Amazonian precipitation through evapotranspiration (Eltahir et Bras, 1994) and stores about 10 to 15 % of the global above ground biomass (e.g. Potter et Klooster, 1999; Malhi et al., 2006; Beer et al., 2010; Pan et al., 2011). This region has acted as long-term carbon sink (Phillips et al., 2008; Gloor et al., 2012; Gatti et al., 2010, 2014; Espírito-Santo et al., 2014), meaning that the carbon uptake by photosynthesis exceeded, on average, the carbon released by respiration and decomposition.

Recent observations showed that the Amazon sink has already been weakened under environmental perturbations such as deforestation (Lewis et al., 2009; Aragão et al., 2014; Pan et al., 2011) and extreme droughts (Poulter et al., 2010b; Marengo et al., 2011a; Gatti et al., 2014). Any change from sink to source of carbon would have profound impacts, including enhancement

2.2. Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

of global warming through a positive carbon feedback loop (Foley et al., 2003; Cox et al., 2000; Huntingford et al., 2013). The response of the Amazon sink to the combined pressures of deforestation and climate change could be dramatic, especially as a majority of climate models project dryer and longer dry seasons at the end of the century (Fu et al., 2013; Joetzjer et al., 2013a).

However, carbon balance projections are still very uncertain, especially in the tropics (Friedlingstein et al., 2006; Jones et al., 2013; Anav et al., 2013; Huntingford et al., 2013). Beyond the scenario of anthropogenic CO₂ emissions, key uncertainties are related to the carbon cycle response to a given scenario which depends on both model-dependent regional climate sensitivity (Berthelot et al., 2005; Ahlström et al., 2012) and model-dependent representation of carbon fluxes and stocks themselves (Dalmonech et al., 2014; Huntingford et al., 2013).

Most LSMs still struggle to capture the seasonal pattern of the net ecosystem exchange (NEE) over the Amazon (Saleska et al., 2003; Baker et al., 2008; Verbeeck et al., 2011; Rowland et al., 2014), which is defined as the difference between the carbon released by both heterotrophic (R_H) and autotrophic respiration (R_A) and taken up through photosynthesis by the Growth Primary Productivity (GPP). To overcome this issue, recent model developments have focused on improving the seasonality of the simulated GPP, using an improved soil hydrology (Fisher et al., 2007; Baker et al., 2008; Grant et al., 2009), optimizing model's parameters (Verbeeck et al., 2011), or (and with more success) implementing new phenological processes (De Weirdt et al., 2012; Kim et al., 2012). Despite its major role in the carbon balance, less attention has been paid to the ecosystem respiration, $R_{ECO}=R_A+R_H$ (Atkin et al., 2014; Rowland et al., 2014), which is the result of multiple contributions (roots, wood, leaves for R_A and litter, soil carbon for R_H) that are all influenced by several environmental factors (temperature, soil water content, microbial dynamics).

In this paper, we evaluate the ISBA_{CC} (Gibelin et al. 2008) land surface model (LSM) over the Amazon forest and propose an alternative parameterisation of both photosynthesis and autotrophic respiration. Such a focus is justified not only because ISBA_{CC} has never been really evaluated on tropical rainforests, but also because ISBA_{CC} has been recently implemented in the CNRM Earth System Model (Séférian et al. in prep.) to participate in the forthcoming phases of CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) and C4MIP (Coupled Climate Carbon Cycle Model Intercomparison Project). In CMIP3, some early ESMs projected a possible Amazon dieback (represented as the depletion of ecosystem carbon pools) at the end of the 21st century (Cox et al., 2000, 2013; Huntingford et al., 2013). Such dramatic projections are however very uncertain, depending for instance on the projected change in precipitation and dry-season length (?), on the response of forest water-use efficiency (Keenan et al., 2013), and therefore on the accuracy of the water and carbon stocks and fluxes simulated at the land surface.

Here we conduct a step by step evaluation of ISBA_{CC} land surface model against in situ observations collected at five instrumental sites over the Amazon forest. To illustrate rather than really quantify model uncertainties, we also compare ISBA_{CC} to the ORCHIDEE LSM (Krinner, 2005), which is based on different assumptions for the representation of photosynthesis, carbon allocation and growth. In section 2, we first briefly describe both models and the available observations. In section 3, we propose alternative parameterizations of photosynthesis and photosynthesis sensitivity to soil water stress and of autotrophic respiration in ISBA_{CC}. In section 4, we compare the skill of the various ISBA_{CC} parameterizations to capture the observed water and carbon fluxes and stocks. The main conclusions are summarized in section 5.

2.2.3 Material and method

2.2.3.1 Observations

To evaluate carbon and water fluxes over the Amazon tropical forest, we use field measurements collected among the network of five flux towers established during the LBA (Large Scale Biosphere atmosphere) project (da Rocha et al., 2009) and the Guyaflux tower located at Paracou in French Guyana (Bonal et al., 2008). The five flux towers selected for this analysis are Manaus km 34 (M34), Santarem km 67 (K67) and 83 (K83), Reserva Jarù (JRU) and Paracou (GFG). If at JRU the forest is a semi-deciduous forest, over the other sites it is a tropical rainforest. The site location is shown in Fig.1 together with the corresponding monthly mean climatologies of temperature and precipitation. At GFG and JRU, there is a relatively strong annual cycle in rainfall with a pronounced dry season compared to M34. Most datasets can be downloaded from the LBA website. For a detailed description of each site, please refer to the literature indicated in Table 2.1.

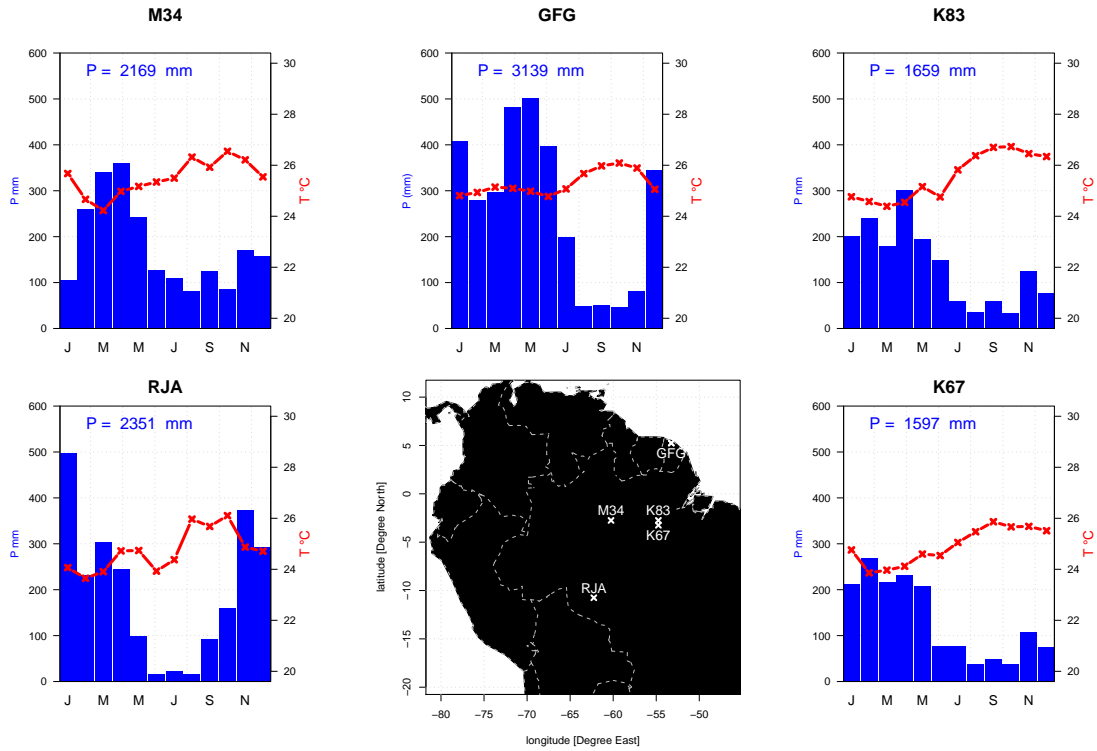


FIGURE 2.2 – Mean annual cycle of precipitation (blue), temperature (red) calculated over 3 years (see table 1) and location of the fluxtowers used in this study.

TABLE 2.1 – Characteristics and references of fluxtowers used in this study.

Site	CODE	Cover Period	Texture fraction (Clay ; Sand)	Root depth	Soil depth	References
Manaus km34	M34	2003 → 2005	0.68 ; 0.20	8m	12m	Araujo et al. (2002)
Paracou	GFG	2007 → 2009	0.51 ; 0.33	8m	12m	Bonal et al. (2008)
Santarem km83	K83	2001 → 2003	0.80 ; 0.18	8m	12m	Goulden et al. (2004)
Santarem km67	K67	2002 → 2004	0.42 ; 0.52	8m	12m	Saleska et al. (2003)
Reserva Jarù	JRU	2000 → 2003	0.10 ; 0.80	4m	4m	van Randow et al. (2002) Kruitj et al. (2004)

2.2. Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

For each site, the meteorological forcings, such as incoming solar and infrared radiations, precipitation (P), temperature (T) and the water vapor atmospheric content, are measured every 30 minutes above the canopy. Observations also include turbulent sensible (H) and latent heat fluxes (LE) and Net Ecosystem exchange (NEE) measured at the same frequency using an eddy-covariance method (Shuttleworth et al., 1984; Baldocchi et al., 2001). Further information on data acquisition and pre-processing can be found in the references indicated in Table 1. Note that scores are here computed only against the more reliable daytime measurements (Aubinet et al., 2002). At K83, measurements of soil moisture were collected in two adjacent soil pits which are 10-m deep (Bruno et al., 2006) and 2-m deep (da Rocha et al., 2004) respectively.

The eddy covariance method gives the net carbon flux between the ecosystem and the air. Indirectly, it also gives the Gross Primary Productivity (GPP) and the carbon released by the whole ecosystem respiration (R_{ECO}). However, it does not give any information either on the breakdown between autotrophic (R_A) and heterotrophic (R_H) respiration, or on the breakdown of carbon allocation between canopy, wood and roots. Yet, these are essential processes to correctly represent the functioning of the Amazon ecosystem (Malhi et al., 2011). Malhi et al. (2009b) gathered in ecological measurements from K67, M34 and Caxiua (1.72°S 51.46°W, Eastern Amazon). We here also use this dataset to evaluate the annual carbon fluxes (GPP, R_A , NEE), the carbon stocks and the carbon allocation between the different pools in ISBA_{CC} (section 4.4).

Finally, flux data are noisy. ? evaluated the relative uncertainty of H, LE and CO₂ fluxes to be around 25 % on a temperate site. According to Desai et al. (2008) the flux partitioning method to retrieve GPP and R_{ECO} from NEE may add up to 10% uncertainty. Despite these uncertainties, eddy flux measurements are for now the best way to investigate fluxes between the vegetation and the atmosphere especially when combined with ecological measurements like those gathered by (Malhi et al., 2009b).

2.2.3.2 Models and experimental design

ISBA_{CC} (Interaction Soil Biosphere Atmosphere Carbon Cycle, (Noilhan et Planton, 1988; Noilhan et Mahfouf, 1996; Masson et al., 2013) and ORCHIDEE version 1187 (Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems) LSMs compute the exchange of water, energy and carbon between the land surface and the atmosphere. Both models deal with photosynthesis and locate assimilates in several living biomass carbon pools defined by histological functional type. In both models each carbon pool is associated with a respiration function and a specific turnover rate. None of these two models take into account demography.

Carbon assimilation and allocation in the biomass pools differ greatly between the two models. In ORCHIDEE, carbon assimilation is based on the leaf-scale equation of (Farquhar et al., 1980) for C₃ plants and is assumed to scale from leaf to canopy with APAR decreasing exponentially with LAI, according to the big leaf approximation. Stomatal conductance is proportional to the product of net CO₂ assimilation by atmospheric relative humidity divided by the atmospheric CO₂ concentration in the canopy (Ball et al., 1987). The standard equations are given in (Krinner, 2005; Verbeeck et al., 2011) for tropical forest PFTs. ISBA_{CC} has a semi-empirical parametrisation of net assimilation and the mesophyll conductance (g_m) following the model of photosynthesis proposed by Jacobs (1994) and implemented by (Calvet et al., 1998). In its standard version, ISBA_{CC} uses Goudriaan's (1986) solution of radiative transfer to calculate photosynthesis in 3 canopy layers. The standard ISBA_{CC} equations are given in (Calvet et Soussana, 2001; Gibelin et al., 2008). In ORCHIDEE(v1187), the carbon allocation model accounts for 8 biomass compartments (leaves, roots, fruits/harvested organs, reserves, aboveground sapwood, belowground sapwood, aboveground heartwood, belowground heartwood) for tree PFTs. The fractions of newly formed assimilates or reserves allocated to these pools are parameterized as

a function of soil water content, temperature, light, and soil nitrogen availability.

ISBA_{CC} represents aboveground and belowground metabolic and structural pools, above and below ground woody biomass and below ground structural biomass adapted from (Lemaire et Gastal, 1997) and detailed below. The description of the litter and soil carbon content and the associated heterotrophic fluxes is similar between the two models and is based on the CENTURY model developed by Parton et al. (1988). Since CENTURY represents the first top meter of the soil, we only use the first top meter of soil carbon from the dataset of (Malhi et al., 2009b) to evaluate ISBA_{CC}. The litter is described by 4 pools defined by the lignin content and the location (metabolic and structural above and below ground). The soil organic cycling module differentiates 3 carbon pools (active, passive, slow and passive) according to their liability.

At each site, we ran ISBA_{CC} and ORCHIDEE offline forced by in situ gap filled hourly meteorological measurements made on top of each flux tower (available at <http://beija-flor.onrl.gov/lba>). We imposed the same evergreen tropical broadleaf tree plant functional type (PFT2 for ORCHIDEE, and PFT6 for ISBA) at the 5 sites and the in situ soil texture, root and soil depth found in the literature and summarized in (Table 2.1. The texture is used to compute the wilting point and the field capacity and the hydrological and thermal exchange coefficients following (Decharme et al., 2011) for ISBA_{CC}. The organic content in the upper soil layers, which also affect the hydrological and thermal exchange coefficients is given by HWSO (Harmonized World Soil Database, (Nachtergaele et al., 2012)). Both models were run until the slowest storage pools had reached equilibrium by cycling the atmospheric forcing over the available 3 years including the observed CO₂ concentration. To simulate soil moisture content in the deep amazonian soils we used the soil multilayer diffusion scheme implemented in ISBA by (Decharme et al., 2011, 2013) and in ORCHIDEE by (de Rosnay et al., 2000, 2002). Both models impose a vertical distribution of roots following a decreasing exponential function of depth.

2.2.4 Towards a new parametrization of the tropical forest in ISBA_{CC}

2.2.4.1 ISBA_{CC} ; selection of the reference version

TABLE 2.2 – ISBA_{CC} : Nomenclature

Symbols	Units	Description
A_m	$kg_{CO_2}.m^{-2}.s^{-1}$	Photosynthesis rate (light saturated)
C_a	$ppmv$	Atmospheric CO ₂ concentration
C_i	$ppmv$	Leaf internal CO ₂ concentration
D_s	$g.kg^{-1}$	Saturation deficit at the leaf surface
D_{max}	$g.kg^{-1}$	Maximum value of D_s
f	unitless	coupling factor
f_0	unitless	coupling factor at saturating air humidity ($D_s = 0$)
f_0^*	unitless	coupling factor in well-watered conditions and at saturating air humidity
f_{min}	unitless	coupling factor at maximum air humidity deficit ($D_s = D_{max}$)
Γ	$ppmv$	CO ₂ concentration compensation point
g_m	$mm.s^{-1}$	Mesophyll conductance defined as the light saturated rate of photosynthesis (Jacobs 1995)
g_m^*	$mm.s^{-1}$	g_m in well-watered conditions
g_s	$mm.s^{-1}$	Stomatal conductance

2.2. Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

As pointed out by (Carrer et al., 2013), ISBA_{CC} overestimates Gross Primary Productivity (GPP) at global scale, and especially in the tropical forests where the original radiative transfer code (Calvet et al., 1998) resulted in too high available radiation. (Carrer et al., 2013) proposed a new radiative transfer scheme, dividing the canopy in 10 layers and accounting for the effect of direct and diffuse light and for sunlit and shaded leaves. As illustrated in fig. 2.3 for the K67 site, the original radiative transfer scheme greatly overestimates the GPP at hourly and seasonal time scales. The other sites have a similar behavior (not shown). The new version of the radiative transfer allows ISBA_{CC} to better capture the amount of GPP thanks to a more detailed and physical approach. To avoid unrealistic GPPs, we chose to test the version of ISBA_{CC} with (Carrer et al., 2013) radiative transfer scheme and call it our control version (CTL).

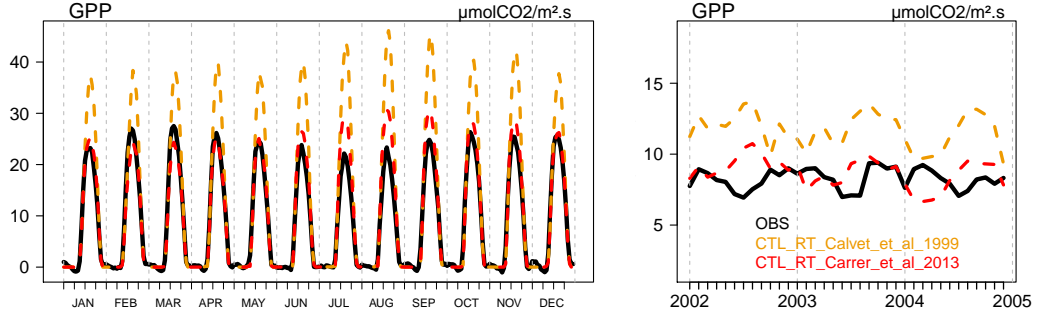


FIGURE 2.3 – Observed and simulated GPP with the CTL version of ISBA_{CC} comparing the two radiative transfers at K67. Left panel shows the diurnal cycle for each month averaged over 3 years (2002–2004) ; right panel, monthly mean time series for 2001–2003.

ISBA_{CC} has never been evaluated over the tropical rainforest biome (Gibelin et al., 2008), and as shown below, in this control version (CTL) LE and Ra were seriously biased and needed to be corrected. This section describes the original ISBA_{CC} model (CTL) and the implemented modifications. First we describe the changes made on the photosynthesis parameterization and its sensitivity to soil moisture as summarized in Table 2.3 (PS version). Second, we present the modified autotrophic respiration functions (version PS+R) and the original ones (CTL) as summarized in Table 2.4. The main parameters of ISBA_{CC} are given in Table 2.2.

2.2.4.2 Water and carbon coupling and drought sensitivity : description of the original and modified parameterization (PS version)

The original ISBA_{CC} photosynthesis model relies on a “mesophyll conductance” (g_m), defined by (Jacobs, 1994) as the initial slope of the CO₂ response curve at high light intensity and limiting CO₂ concentrations.

$$g_m = \frac{A_m}{C_i - \Gamma} \quad (2.1)$$

with C_i the leaf-internal CO₂ concentration, Γ the CO₂ compensation point and A_m the photosynthesis rate at saturating light and low C_i .

The model also supposes a constant ratio of C_i to atmospheric CO₂ concentration (C_a) when atmospheric humidity is constant.

$$f = \frac{C_i - \Gamma}{C_a - \Gamma} \quad (2.2)$$

In drier atmospheric conditions (D_s increasing), the ratio decreases according to :

$$f = f_0 \left(1 - \frac{D_s}{D_{max}} \right) + f_{min} \left(\frac{D_s}{D_{max}} \right) \quad (2.3)$$

where D_{max} is the atmospheric humidity deficit resulting in complete stomatal closure, f_{min} the

value of f at D_{max} , and f_0 the value of f at saturating humidity ($D_s = 0$). f_{min} , f_0 and D_{max} are model parameters depending on plant type and based on available observations. Following eq. 2.2 (2), C_i also decreases with drying air (increase in D_s) :

$$C_i = f \cdot C_a + (1 - f)\Gamma \quad (2.4)$$

Assimilation is then calculated from light (eq. A7 - A9 Calvet et al., 1998), air humidity, C_a , the ratio of C_i/C_a and finally, the stomatal conductance (g_s) is deduced from the assimilation rate. (Jacobs, 1994) photosynthesis model was designed to simulate the assimilation rate and the stomatal conductance of grapevines in semi arid conditions. While $ISBA_{CC}$ is used for large scale studies, using a PFT (Plant Functional Type) approach, there were few attempts to adapt the ecophysiological parameters to each functional group, especially for evergreen tropical broadleaf trees. We used published measurements from about 20 different tree species (Domingues et al., 2005, 2007) from Tapajos National forest to derive $A_{m,max}$, the maximum photosynthesis rate at high light intensity and f_0 the ratio of leaf-internal CO_2 concentration to external CO_2 concentration when the air is saturated in humidity. The original values and the values of these two parameters are given in Table 2.3.

TABLE 2.3 – $ISBA_{CC}$ Modifications : Photosynthesis & Transpiration PS version

Parameter	Description	CTL	PS	Units
$A_{m,max}$	maximum photosynthesis rate for C_3 plants	$2.2 \cdot 10^{-6}$	$0.36 \cdot 10^{-6}$	$kg_{CO_2}.m^{-2}.s^{-1}$
f_0	coupling factor air saturated	dependent of the soil moisture content	0.74	unitless
Name	Soil Wetness Index	Water Stress functions applied to g_m	WSF applied to f_0	References
CTL Tolerant	$SWI \geq 1$	$\ln(g_m^*) = 4.7 - 7.f_0^*$		Calvet et al. 2004
	$SWI_c < SWI < 1$	$g_m = g_m^* - (g_m^* - g_m^N) \cdot \frac{(1 - SWI)}{(1 - SWI_c)}$	$f_0 = f_0^*$	
	$SWI \leq SWI_c$	$g_m = g_m^N \cdot \frac{SWI}{SWI_c}$	$f_0 = \frac{2.8 - \ln(g_m)}{7}$	
PS Linear		$g_m = SWI \cdot g_m^*$	$f_0 = 0.74$	Domingues et al.2007 Joetzjer et al. 2014
Symbol	Description			
SWI_c	Critical extractable Soil Wetness Index	$SWI_c = 0.3$		
g_m^N	Value of g_m at $SWI = SWI_c$ in $mm.s^{-1}$ (drought-tolerant)	$\ln(g_m^N) = 2.8 - 7.f_0^*$		

The soil water stress function (WSF) describes empirically the effect of soil moisture on transpiration and photosynthesis. In the case of $ISBA_{CC}$, soil water content (SWC), weighted by the roots profile, affects transpiration and photosynthesis through changes in g_m and, in the CTL version, f_0 . The WSF implemented in $ISBA_{CC}$ by (Calvet, 2000) was first designed for herbaceous species and adapted for trees (Calvet et al., 2004). As described in Table 2.3 the parameterization for trees supposes a relationship between f_0 and soil wetness index (SWI) and was derived from measurements taken on saplings from *Pinus pinaster* and *Quercus petraea*. It had never been tested on mature trees and tropical species and doesn't perform well when tested

in the Amazon as shown below. Therefore, we propose an alternative parameterization assuming a constant f_0 coherent with in situ observations (Domingues et al., 2007) and validated against the two artificial droughts experiments lead in the eastern Amazon (Joetzjer et al., 2014, and references within). Further in this paper, we call version PS, ISBA_{CC} version with these different values of $A_{m,max}$, f_0 and the modified WSF.

2.2.4.3 Autotrophic respiration and specific leaf area : description of the original and modified parameterization (PS+R version)

An analysis of the yearly carbon use efficiency (CUE) defined by the fraction of GPP invested into the Net Primary productivity (NPP/GPP) (Rowland et al., 2014) shows that ISBA_{CC} overestimates R_A (from leaves, roots and wood), leading to a loss of more than 90 % of the carbon assimilated on an annual basis (corresponding to a CUE < 0.1). This result is not realistic. Over the Amazon, the CUE is roughly estimated to be around 0.3 (Chambers et al., 2004; Malhi et al., 2009a, 2011; Metcalfe et al., 2010; Malhi, 2012). Therefore, a new parameterization of each respiration term is proposed and described below.

ISBA_{CC} simulates 6 biomass pools, originally described in (Gibelin et al., 2008) as :

- leaf biomass (B_l)
- B2, an active structural biomass pool which represents the stem in the case of grass and crop, and can be assimilated to new twigs for trees.
- B3, a small biomass pool used for numerical stability purposes, and accounts for a negligible amount of the carbon actually stored.
- B4, a below ground structural biomass pool representing the roots sapwood and the fine roots.
- B5, an above ground woody biomass pool representing the above ground wood (trunk and branches).
- B6, a below ground woody biomass pool representing the roots heartwood.

Each biomass pool B evolution (kg.m^{-2}) is given by :

$$\frac{\Delta B}{\Delta t} = A_B - D_B - R_B \quad (2.5)$$

where $\Delta t = \text{one day}$, A_B ($\text{kg.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$) is the increase in biomass coming from photosynthetic assimilation or allocation from another reservoir, D_B ($\text{kg.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$) represents turnover or carbon reallocation to an other pool, and R_B ($\text{kg.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$) is a decrease term due to respiration.

Leaf respiration

Originally, the leaf dark respiration over the canopy is parameterized, following Van Heemst (1986) as :

$$R_{leaf} = \frac{A_m}{9} \cdot LAI \quad (2.6)$$

with LAI the Leaf Area Index and A_m , the photosynthetic rate at high light intensities (table 2.2). A_m being constant throughout the canopy, respiration is identical from the top to the bottom leaves, while assimilation decreases from top to bottom according to the absorbed fraction of PAR calculated by the radiative transfer scheme (Carrer et al., 2013). However, observations show that leaf respiration is positively correlated to area based leaf nitrogen content (N_{AREA}) (Meir et al., 2001; Reich et al., 2006; Meir et al., 2008), and N_{AREA} is driven by light availability according to the theory of optimal nutrient allocation availability (Field et Mooney, 1986).

Indeed, N_{AREA} is highly correlated to photosynthesis capacity as most of the leaf nitrogen is dedicated to the synthesis of photosynthetic proteins. So, a constant value for dark respiration throughout the canopy as supposed in $ISBA_{CC}$ is not reasonable, particularly for high canopies. Therefore we imposed a vertical profile of respiration based on an exponential profile of leaf nitrogen (section 2.5 Bonan et al., 2011).

$$R_{leaf} = \frac{A_m}{9} \cdot \exp(-k_n \cdot LAI) \quad (2.7)$$

With k_n the within-canopy profile of photosynthetic capacity set to 0.2 according to (Bonan et al., 2012). This parametrization greatly reduces the leaf dark respiration of the canopy compared to the original one.

Twigs, stem and trunc

In the original version of $ISBA_{CC}$ (Gibelin et al., 2008) the woody biomass (B5) does not respire. If the heartwood is not supposed to respire, the sapwood, made of living cells (including phloema cells) does. We adopted the simple parameterization of sapwood respiration from IBIS (Kucharik et al., 2000). We first calculate an estimated sap wood fraction (λ_{sap}) from an assumed sap velocity, the maximum transpiration rate and the tree height following (Kucharik et al., 2000). Then, the respiration of the 5th reservoir, R_5 is computed as :

$$R_5 = B_5 \cdot \lambda_{sap} \beta_{wood} \cdot f(T) \quad (2.8)$$

and $f(T)$ is given by the Arrhenius temperature function (Lloyd et Taylor, 1994).

$$f(T) = \exp \left[E_0 \left(\frac{1}{15 - T_0} - \frac{1}{T - T_0} \right) \right] \quad (2.9)$$

with T the temperature of the given carbon pool in $^{\circ}\text{C}$ (here, the surface temperature because $ISBA_{CC}$ doesn't simulate a vegetation temperature), E_0 a temperature sensitivity factor and T_0 a temperature reference set at 25°C .

For the B2 biomass reservoir, (twigs), the function proposed in $ISBA_{CC}$ is :

$$R_2 = B_2 \cdot \eta \cdot Q_{10}^{\frac{T_s - 25}{10}} \quad (2.10)$$

where $Q_{10}=2$ and $\eta=0.01$ ($\text{g} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$) and T_s ($^{\circ}\text{C}$) the temperature of the surface. We didn't find any measurement for respiration of twigs and didn't find any other model representing this reservoir. We assumed that respiration per unit biomass of this reservoir had to be lower than respiration of leaves and similar or slightly larger than sapwood. A comparison with other models showed that this respiration function was about the same magnitude as respiration functions for leaves from ORCHIDEE, LPJ (Sitch et al., 2003) and IBIS (Foley et al., 1996) for temperatures up to 30°C but increases strongly at higher temperatures. It is also an order of magnitude larger than respiration of sapwood from these models. To be coherent with B5, we adopted Kucharik's formulation. Therefore, following (Kucharik et al., 2000) :

$$R_2 = B_2 \cdot \beta \cdot f(T) \text{ with } \beta = 1.25 \quad (2.11)$$

Root respiration

2.2. Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

Originally roots respiration follows the linear respiration given in Ruimy et al. (1996) :

$$R_4 = B_4 \cdot R_0(1 + 0.16T_p) \text{ with } R_0 = 1.9 \cdot 10^{-4} \text{ g/(g.j)} \quad (2.12)$$

To be consistent with sapwood respiration, R4 is now calculated as :

$$R_4 = B_4 \cdot \beta \cdot f(T) \text{ with } \beta = 0.0125 \quad (2.13)$$

The original Specific Leaf Area (SLA) taken by (Gibelin et al., 2006) was changed by the observed value from (Domingues et al., 2007). Further in this paper, we call version PS+R, ISBA_{CC} version including the Table 2.3 parameters and functions, and the changed autotrophic respiration and SLA summarized Table 2.4.

TABLE 2.4 – ISBA_{CC} : Modifications autotrophic respiration functions PS+R version

Respiration			
Pool	CTL	PS+R	
R_{leaves}	$\frac{A_m}{9}$	$\frac{A_m}{9} \cdot \exp(-k_n \cdot LAI) \cdot \frac{1}{LAI}$	$k_n = 0.2$
R_2	$\frac{T_s - 25}{10} B_2 \cdot \eta \cdot Q_{10}$ $\eta = 0.01 \text{ g/g.j et } Q_{10} = 2$	$B_2 \cdot \beta \cdot f(T)$	$\beta = 1.25$
R_4	$B_4 \cdot R_0(1 + 0.16T_p)$ $R_0 = 1.9 \cdot 10^{-4} \text{ g/g.j}$	$B_4 \cdot \beta \cdot f(T)$	$\beta = 0.0125$
R_5	0	$B_5 \cdot \lambda_{sap} \beta_{wood} \cdot f(T)$ $\beta_{wood} = 0.0125$	
References	Calvet (2000) Calvet et Soussana (2001) Ruimy et al. (1996)	Mercado et al. (2009) Kucharik et al. (2000)	
Parameters			
$\frac{1}{SLA}$	68.5 gDM.m ⁻²	constant = 120 gDM.m ⁻²	Calvet et Soussana (2001) Domingues et al. (2007)
Temperature function	T_s surface temperature T_p soil temperature	$f(T) = \exp\{E_0(\frac{1}{15 - T_0} - \frac{1}{T - T_0})\}$ $T_0 = 25^{\circ}C$	Lloyd et Taylor (1994)
λ_{sap}	fraction of sap wood		Kucharik et al. (2000)

2.2.5 Results and discussion

We now evaluate and compare three versions of ISBA_{CC} : CTL, PS and PS+R described in section 2.2.4.1, 2.2.4.2 and 2.2.4.3 respectively. We illustrate model diversity by showing the fluxes simulations of the ORCHIDEE (V1187) land surface model.

2.2.5.1 Soil moisture

Looking first at the top-10m daily soil water content simulated in 2003 at K83 (Fig. 2.4 bottom panel), the slight wet bias found in the original ISBA_{CC} model (CTL) is reduced when using either the modified PS or PS+R versions. Note that the ISBA_{CC} soil moisture content was also successfully evaluated at K67 and at Caxiuana (Joetzjer et al., 2014). Moving to the vertical profile of soil moisture, and whatever the model version, the vertical profile of organic mater prescribed in ISBA_{CC} (Decharme et al., 2006) allows the model to simulate a relatively wet top-1m horizon as observed. However, it is not sufficient to capture accurately the observed soil moisture dynamics. After a heavy rain, water infiltrates too quickly for instance. This might be due to the vertically uniform soil texture prescribed in ISBA_{CC} due to the lack of in situ observations. In reality, the clay content is usually increasing with depth, which reduces the hydraulic conductivity at lower levels.

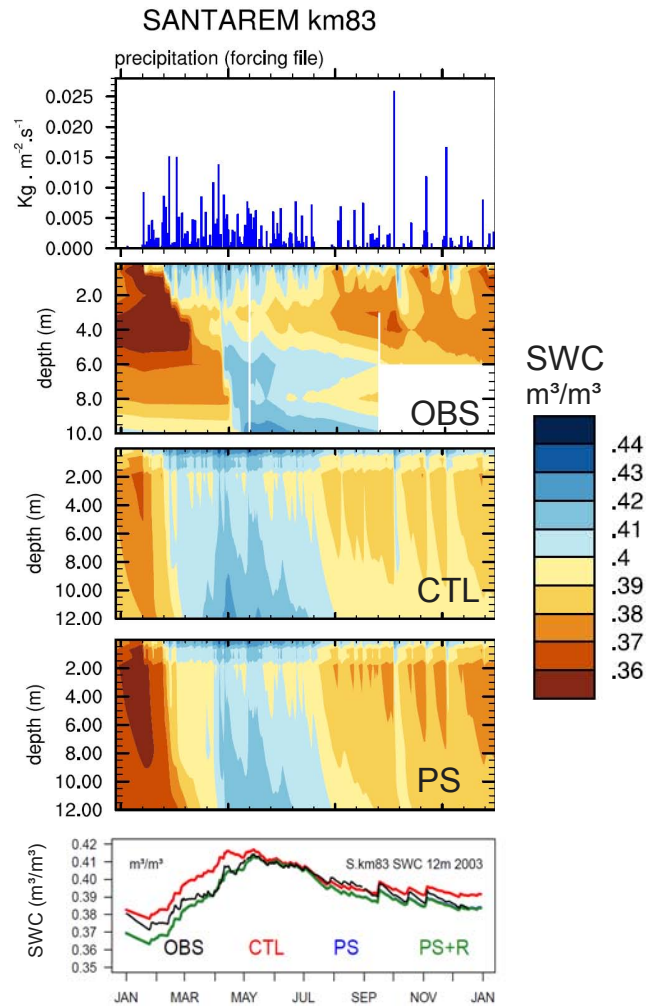


FIGURE 2.4 – Daily precipitation and observed and simulated soil moisture at K83 during 2003. Note that we rescaled the soil moisture content of the 10m pit (Bruno et al., 2006) to the values of the 2m one (da Rocha et al., 2004).

2.2.5.2 Energy Budget

Focusing again on K83, while net radiation (R_n) is well captured by the three ISBA_{CC} simulations, the CTL experiment overestimates the sensible heat flux (H) and underestimates the

2.2. Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

latent heat flux (LE) (Fig. 2.5). As expected, the partitioning of the energy budget is better represented with the simulation using $A_{m,max}$ and f_0 parameters derived from the in situ observations (PS version, Table 2.3). The increase in LE simulated by PS compared to the CTL explains the reduction of the wet bias in SWC simulated by the CTL run (Fig. 2.4). Not surprisingly, the modification of the autotrophic respiration functions has little effect (run PS+R, Table 2.4) on the simulated energy budget and does not impact the temporal variability of R_n , H and LE which are reasonably well simulated at both diurnal and seasonal time scales.

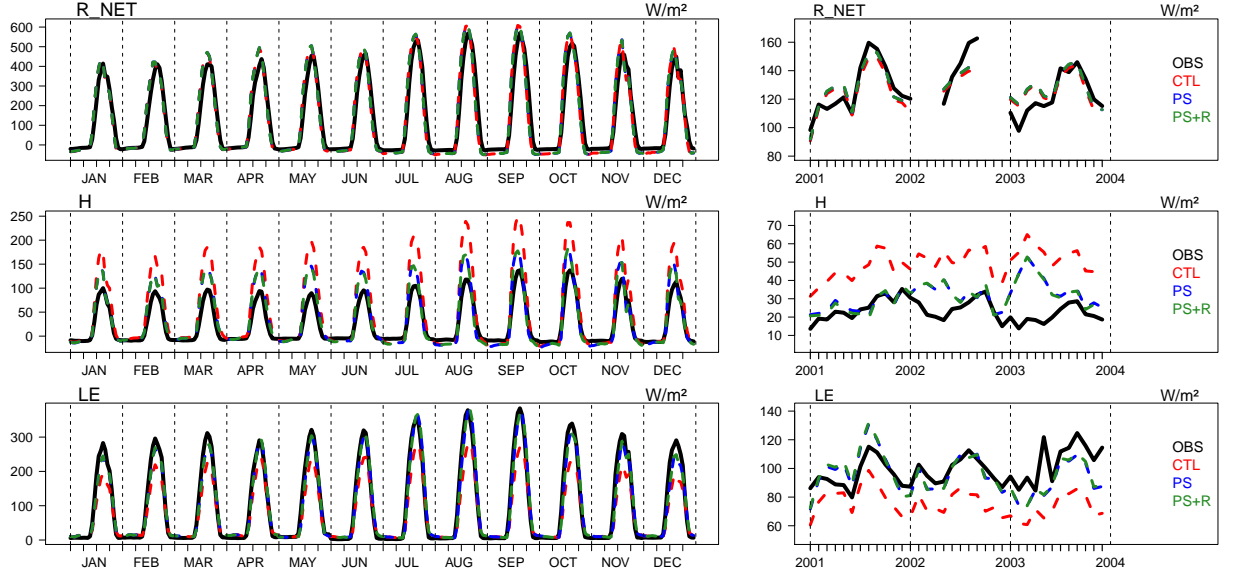


FIGURE 2.5 – Observed and simulated R_n , sensible heat (H) and latent heat (LE) at K83. Left panels show the diurnal cycle for each month averaged over 3 years (2001–2003); and right panels, monthly mean time series for 2001–2003.

Fig. 2.6 shows a summary of the annual mean scores of H and LE computed for the three versions of ISBA_{CC} and for ORCHIDEE at the five flux towers using Taylor diagrams and a comparison of biases relative to the model mean climatology. Correlations mainly reflect the diurnal cycle and are reasonable. The PS (and PS+R) parameterizations barely impact correlations and slightly improve the root mean square error (RMSE) compared to the CTL. However, the standard deviation is improved for all sites compared to the CTL runs. The CTL runs show a systematic overestimation of H that is strongly reduced in both PS and PS+R versions. Conversely, LE is greatly underestimated (by about 30 %) by CTL, whatever the season (not shown), at four among the five sites and this bias is reduced in the revised versions. At M34, although CTL overestimates H , it simulates reasonably well LE . The PS model version reduces the bias in H but overestimates LE . This result suggests that the measured energy budget is not perfectly closed and that the observed Bowen ratio should be considered with caution at M34. The PS version improves the simulation of H and LE compared to the CTL experiment. Interestingly, changes in the parameterization of respiration (PS+R) barely alter the results compared to PS. The scores of ORCHIDEE are very close to those computed with the improved version of ISBA_{CC} with large positive biases for H at JRU and LE at M34. The fact that the results are more site-dependent than model-dependent suggests a problem in the prescribed atmospheric forcings or in the eddy-covariance measurements for these sites. The ISBA_{CC} and ORCHIDEE models being based on different parameterizations of photosynthesis, respiration and growth, the likelihood of the models being both wrong at the same location is rather small, except for processes unaccounted for by both models.

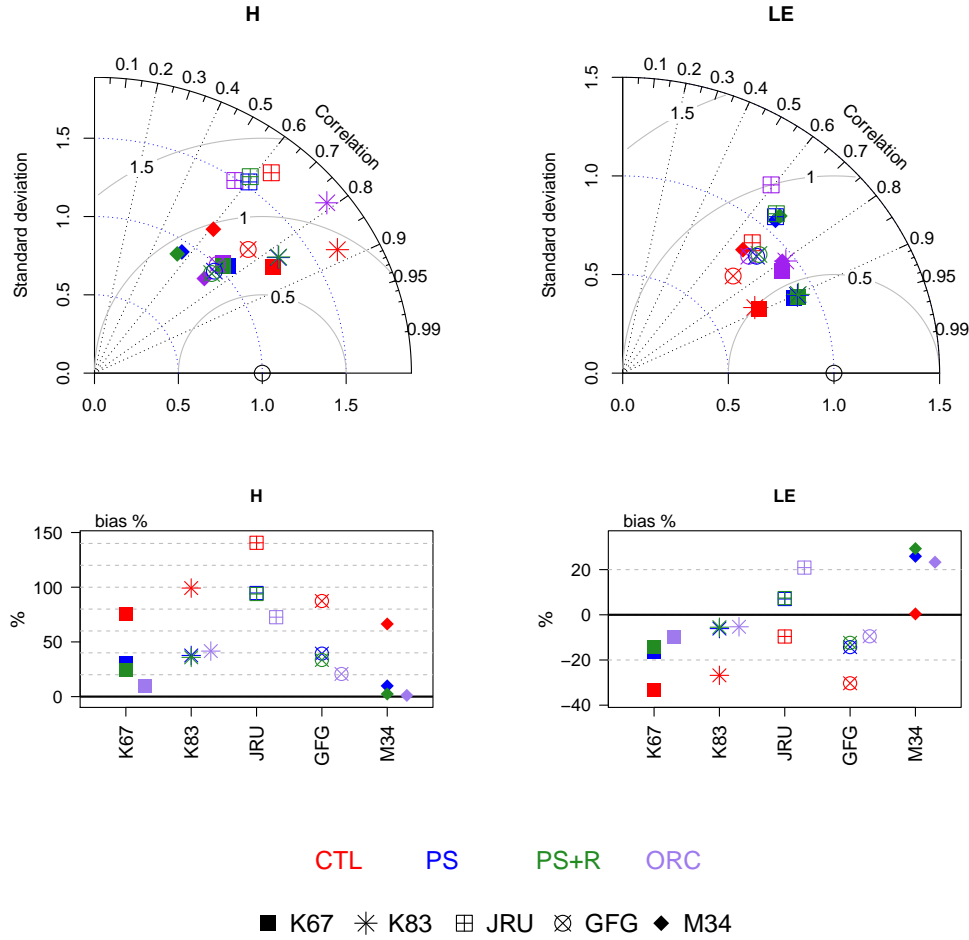


FIGURE 2.6 – Taylor diagrams (top) and bias (%) (bottom) calculated among hourly values removing night values (Short Wave down $\leq 5 \text{ W.m}^{-2}$) for H and LE at the five fluxtowers described in table 2.1.

2.2.5.3 Carbon fluxes

Moving back to the K83 site, but looking at the carbon fluxes (Fig. 2.7), the ISBA_{CC} model reasonably captures the annual amount of carbon taken up by photosynthesis (GPP), released by respiration (R_{ECO}) and the net flux defined in the model as the difference between R_{ECO} and GPP (NEE). GPP is correctly simulated by the CTL experiment thanks to the radiative transfer scheme proposed by (Carrer et al., 2013) (Fig. 2.3). While the $A_{m,max}$ chosen in the PS simulation is around six times smaller than initially (Table 2.3), the increase in f_0 enhances the assimilation rate, leading to little change in GPP between CTL and PS. PS barely impacts simulated R_{ECO} and therefore NEE compared to CTL. While the revised SLA and respiration functions lead to slightly decreased GPP (PS+R), the decrease in R_{ECO} is even stronger and leads to an increased net rate of carbon uptake (more negative NEE). The annual cycle of GPP, R_{ECO} and NEE, although relatively small in these tropical regions (Fig. 2.7, right column), is poorly simulated by the model that tends to increase GPP at the beginning of the dry season when radiation increases and soil moisture is not yet limiting. As such, the model behaves as is expected and the observed annual cycle results probably from processes that are not accounted for in the model, such as leaf phenology. Not surprisingly given the model formulation, but in contrast to the observation, the seasonal cycle of GPP coincides with the seasonal cycle of LE in all ISBA_{CC} simulations.

2.2. Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

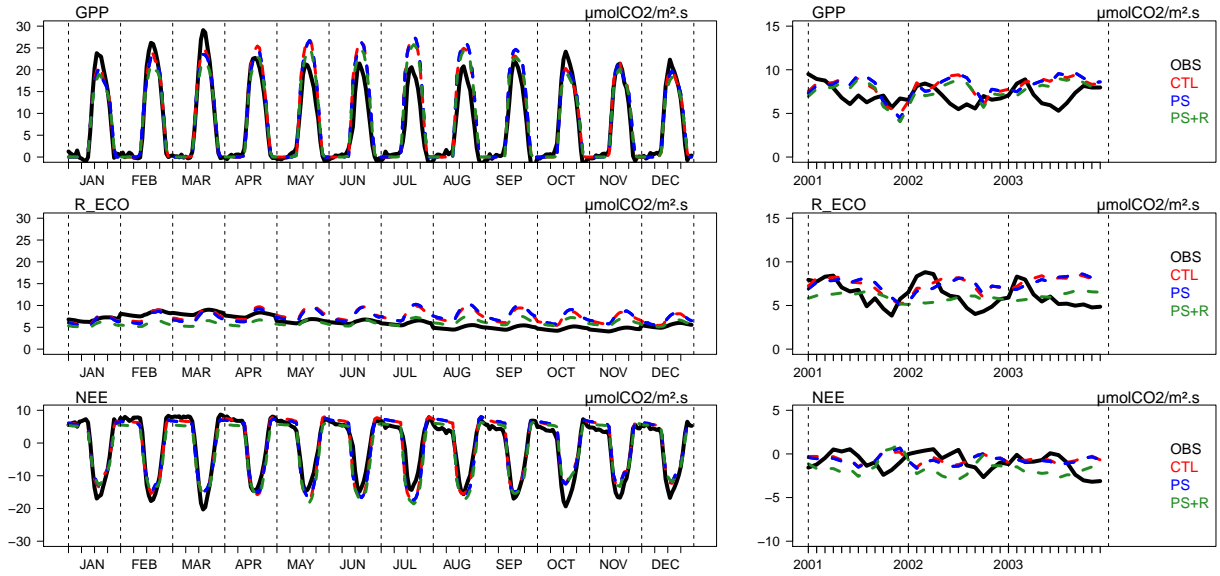


FIGURE 2.7 – Same as figure 2.5 but for GPP, R_{ECO} and NEE

The scores computed for the five flux towers are again summarized in Taylor diagrams (Fig. 2.8 - top). The GPP relative standard deviation (RSD) computed with PS is improved at K67 but is slightly lowered at M34, while there are no substantial changes at K83 and JRU compared to CTL. This is also valid for the NEE. At GFG, the RSD of NEE is also improved. PS+R exhibits scores quite similar to the PS run. The systematic positive bias in GPP (about 10 to 25 %) and in R_{ECO} (about 10 to 100%) found in the CTL run is reduced in PS, and even more in PS+R (Fig. 2.8 - bottom). However, NEE results are site-dependent as model modifications reduce the bias at JRU and M34 but increase it at K67, K83 and GFG. Looking at the absolute RMSE, errors are reasonable (between 5 and 10 $\mu\text{mol.m}^2.\text{s}^{-1}$) compared to observations uncertainties and ORCHIDEE's results once again suggest that scores are more site-dependent than model-dependent.

It is important to note that flux towers measure directly only NEE. The R_{ECO} is reconstructed from nighttime (i.e. when there is no photosynthesis) measurements which are however questionable (e.g. Reichstein et al., 2005). Daytime R_{ECO} is likely to differ from nighttime R_{ECO} because of the temperature diurnal cycle. Also, the lower wind speed at night conditions limit the efficiency of the eddy-covariance technique (Aubinet et al., 2002; Saleska et al., 2003). As GPP is reconstructed from NEE and R_{ECO}; it should be also considered with caution.

2.2.6 Carbon Stocks and carbon use efficiency

The data compilation of (Malhi et al., 2009b) at Caxiuana, K67 and M34 provides valuable insights to evaluate the model ability to simulate the annual carbon storage per carbon pools (Fig. 2.9). Over these three sites, observations indicate a total carbon stock around 330 tC.ha⁻¹. The original model (CTL) greatly underestimates the stock at tC.ha⁻¹. While modifications of the photosynthesis components (PS) slightly increases carbon stocks, the underestimation of the carbon storage persists. Changes in respiration functions (PS+R) lead to a more reasonable total amount of carbon stock.

While there are few differences between the CTL and PS+R simulations in terms of GPP and R_{ECO}, the carbon stocks greatly differ (Fig. 2.9). Flux tower data provide high frequency information on the carbon flux between the ecosystem and the atmosphere, but do not allow us to distinguish between vegetation and soil fluxes. The metadata analysis from (Malhi et al., 2009b)

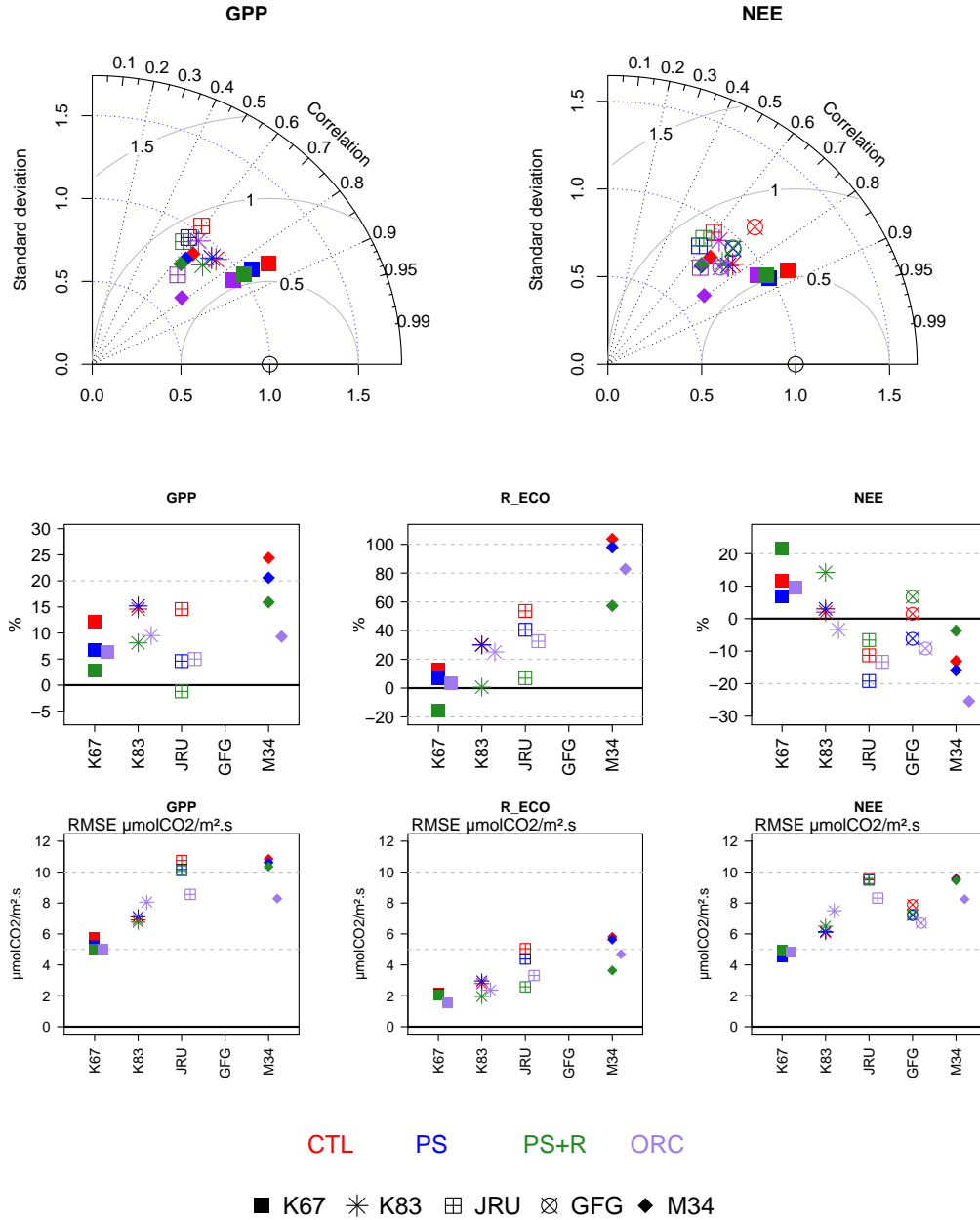


FIGURE 2.8 – Taylor diagrams (top) for GPP and NEE and bias for GPP R_{ECO} and NEE (%) (bottom) calculated among hourly values removing night values (Short Wave down $\leq 5 \text{ W.m}^{-2}$). Note that at GFG only NEE timeseries was available.

however allows us to evaluate the annual fluxes between the different carbon pools at Caxiuanã (Fig. 2.10). Compared to observations, the CTL run highly overestimates R_A and consequently underestimates the NPP. Therefore, the Carbon Use Efficiency (CUE), computed as the ratio NPP/GPP , is too low. 92 % of the carbon assimilated is directly respired leaving only 8 % of the GPP to be allocated to the plant biomass pools. This motivated the changes in autotrophic respiration functions presented in Table 2.4. These changes (simulation PS+R, Table 2.4) lead to a more realistic CUE (around 0.3), therefore enhancing the carbon storage in the leaves, wood and roots pools but also as litter and soil organic matter. As a result, heterotrophic respiration, largely underestimated by the original model (CTL), is now correctly simulated. Note that the CTL version has a reasonable estimation of R_{ECO} because the overestimation of R_A is partly counterbalanced by an underestimation of R_H through an underestimation of the heterotrophic carbon stock.

2.2. Improving the ISBA_{CC} land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest

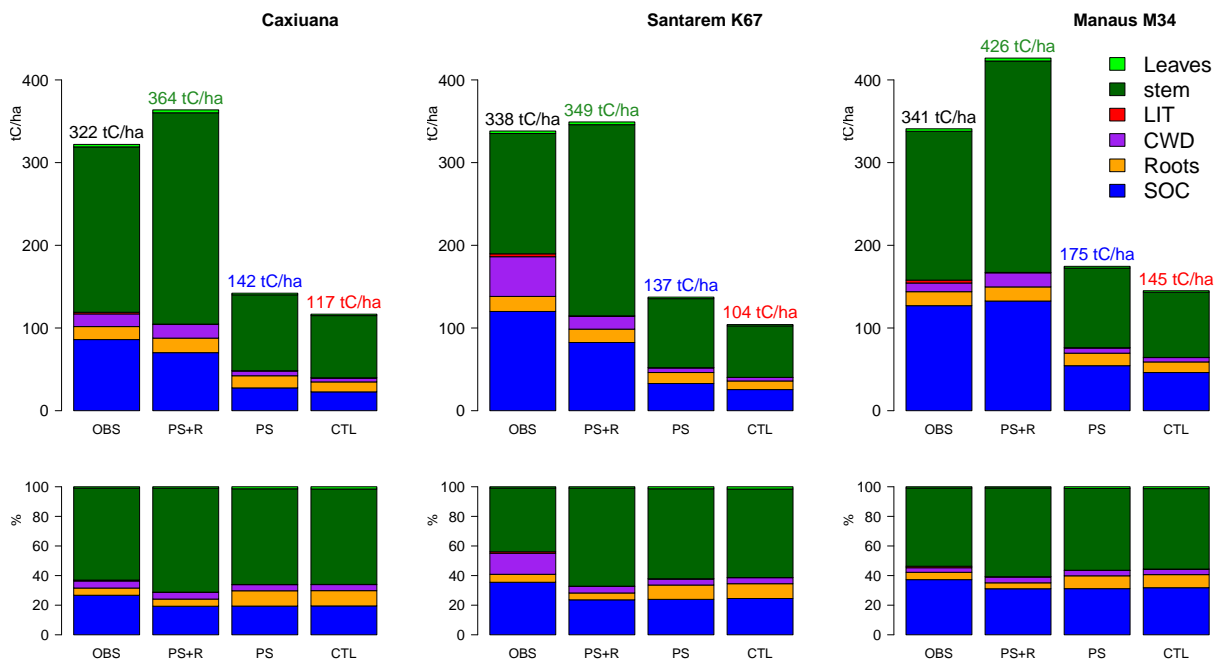


FIGURE 2.9 – Observed (Mahli et al 2009) and simulated (CTL, PS and PS+R) annual carbon pools (Leaves (B_L), Stem ($B_2 + B_5$), Litter (LIT), Coarse and Woody Debris (CWD), Roots ($B_4 + B_6$) and Soil Organic Content (SOC)) at Caxiuana, K67 and M34. Top panels show the absolute carbon stock in $tC.ha^{-1}$ and below panels the relative carbon stock (%).

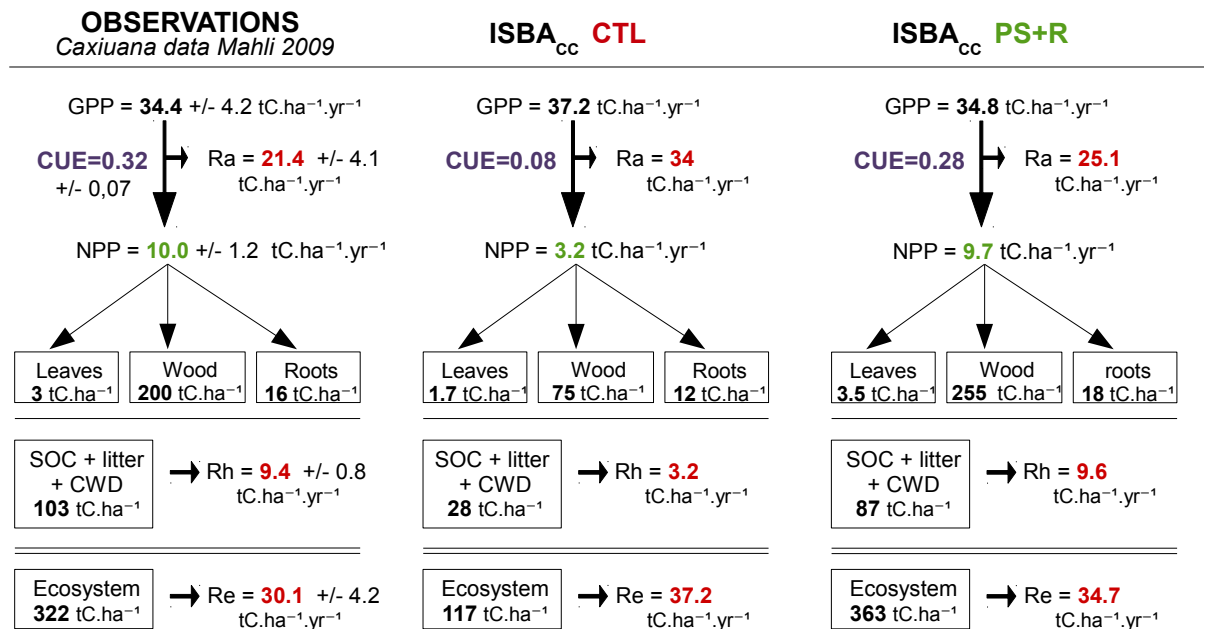


FIGURE 2.10 – Annual carbon pools and fluxes from a synthesis of observations at Caxiuana (Mahli et al 2009) compared to ISBA_{CC} (CTL and PS+R simulations). Adapted from Randerson et al. (2009)

In spite of reasonable R_A at each site, the ISBA_{CC} model tends to overestimate the amount of carbon stored in the stems (Fig. 2.9), very likely because of a too low mortality rate. At K67, the

high amount of coarse and woody debris (Fig. 2.9) and the low amount of above ground biomass observed compared to the other sites suggest a recent higher than normal tree mortality, possibly triggered by drought associated with the strong El Niño events of the 1990s (Rice et al., 2004; Pyle et al., 2008) and that cannot be captured by the current versions of the ISBA_{CC} model.

2.2.7 Conclusions

In this study, we proposed and evaluated over the Amazon forest revised parameterizations of the photosynthesis, its sensitivity to soil water stress and the autotrophic respiration function in the ISBA_{CC} land surface model implemented in the CNRM ESM. As far as the energy and water budgets are concerned, net radiation and the soil water dynamics are reasonably well simulated by ISBA_{CC} driven by observed atmospheric forcings, and our modifications of photosynthesis mainly allow the model to better capture the turbulent energy fluxes (H and LE). While the amount of carbon fluxes are slightly better captured with the revised parameterization, ISBA_{CC} still struggles to capture the seasonality of the observed (NEE) or reconstructed (R_{ECO} and GPP) carbon fluxes. Interestingly, when ISBA_{CC} is compared to a ORCHIDEE model based on different parameterizations, scores are systematically more site-dependent than model-dependent, which might either suggest a problem in the prescribed atmospheric forcings or in the eddy-covariance measurements unless both models do not account for a crucial process.

Changes made to the parameterization of R_A improve the simulation of the Carbon Use Efficiency, in good agreement with the observations from Malhi et al. (2009b) and Rowland et al. (2014). By enhancing the carbon storage, biomass pools become larger and more consistent with observations. However, increasing the carbon stock in ISBA_{CC} by a factor 3 between CTL and PS+R versions barely impacts the net carbon flux. This illustrates the weak link between carbon stocks and fluxes in the ISBA_{CC} model.

There is no silver bullet for the parametrisation of autotrophic respiration, such as the Farquhar model for the carbon assimilation. Because R_A represents a large part of R_{ECO} , and R_{ECO} is crucial to determine the net carbon balance (NEE), both annual amount and seasonality of R_A need to be correctly represented. The ratio of respiration of a particular pool relative to its size is particularly instructive (Table 2.5) to evaluate the amount of released carbon dioxide. As can be seen at Caxiuanã, K67 and M34, about 10% of the carbon stored in the plants is respired annually and between 7 and 9 % of the litter and soil carbon content, depending on the site. As a whole, about 9 % of the total biomass (soil, litter and plant) is respired. These percentages are very well captured by the new (PS+R) version but totally misrepresented by the original scheme (CTL). Ecosystem respiration relative to the stock is 3 times too high although the absolute value was reasonable. Nevertheless, large uncertainties surround the seasonality of R_A (and consequently R_{ECO}). Considering the relevance of R_{ECO} in the seasonal changes of the ecosystem carbon budget (Meir et al., 2008; Rowland et al., 2014), and not only over the Amazon forest (Atkin et Macherel, 2009; Atkin et al., 2014), there is an urgent need to better understand the main drivers of respiration in a wide range of environmental conditions.

2.3 Compléments et critiques

L'évapotranspiration est principalement pilotée par le rayonnement dans les observations, comme dans le modèle (fig. 2.11). L'évaporation est donc plus importante en saison sèche, l'eau du sol, n'étant pas limitante grâce à une redistribution hydraulique par les racines profondes (Nepstad et al., 1994; Oliveira et al., 2005). En revanche, si dans ISBA_{CC}, la GPP est également pilotée par le rayonnement, dans les observations le lien est moins évident (fig. 2.11). Cela pose la question de la bonne représentation de la saisonnalité de la GPP dans les observations. Notons qu'un

TABLE 2.5 – Mean annual autotrophic and heterotrophic carbon stocks and respiration flux deduced from the synthesis of observations done by (Malhi et al., 2009b) and simulated by $ISBA_{CC}$ (simulations CTL and PS+R) at Caxiuana, K67 and M34. The ratio defines the % of carbon respired per carbon pool.

		Caxiuana			Santarem K67			Manaus M34		
		Auto	Hetero	EcoS	Auto	Hetero	EcoS	Auto	Hetero	EcoS
Stocks	OBS	218.7	103.3	322	166.7	171.5	338.2	199.9	141.0	340.9
	PS+R	276.6	87.1	363.7	250.6	98.5	349.2	276.3	150.1	426.4
	CTL	89	27.7	116.7	74.3	29.9	104.2	93.5	51.6	145.1
Resp	OBS	21.4	9.4	30.1	14.9	14.9	29.8	19.8	9.6	29.3
		± 4.1	± 0.8	± 4.2	± 4.2	± 1.4	± 4.4	± 4.6	± 1.2	± 4.7
	PS+R	25.2	9.6	34.8	22.5	8.6	31.1	25.0	9.6	34.7
Ratio %	CTL	33.9	3.2	37.2	30.3	2.8	33.1	32.2	3.5	35.7
	OBS	9.8	9.1	9.4	8.9	8.7	8.8	9.9	6.8	8.6
	PS+R	9.1	11.0	9.6	9.0	8.7	8.9	9.0	6.4	8.1
	CTL	38.1	11.6	31.9	40.8	9.4	29.8	34.4	6.8	23.9

récent article (Rowland et al., 2014) montre, grâce à des mesures indépendantes de respiration, une augmentation de la GPP en saison sèche sur le sites de Paracou (GFG), cohérente avec la réponse d' $ISBA_{CC}$.

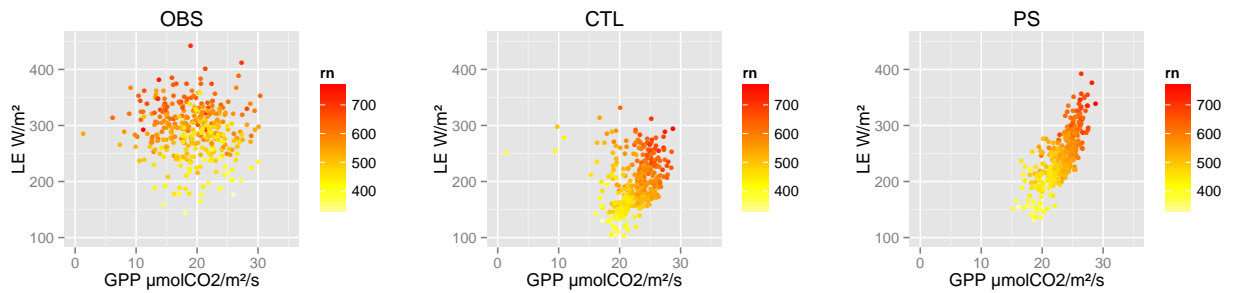


FIGURE 2.11 – LE vs GPP et R_n journaliers simulés et observés sur le site K83 pour l'année 2003. Les valeurs de nuit ont été retirées.

La saisonnalité et l'amplitude de la NEE (et de la NPP) sont en grande partie déterminées par R_A . Si l'on a changé les fonctions de respiration, on ne prend pas en compte l'effet inhibiteur de la lumière sur R_L (calculé comme une fraction de A_m éq. 2.6), et qui peut venir fortement diminuer R_L (Shapiro et al., 2004; Zaragoza-Castells et al., 2007; Griffin et Turnbull, 2012; Heskel et al., 2013), estimée à de 32 % par Weerasinghe et al. (2014, forêt tropicale, Australie). Sans prendre en compte cet effet, on surestime probablement les valeurs de R_A de jour, et donc on sous estime la GPP à l'échelle de l'écosystème (Wohlfahrt et al., 2005; Bruhn et al., 2011). Néanmoins, le taux de carbone assimilé est en accord avec les observations et la table 2.5 montre des taux de respiration cohérents avec ceux indiqués dans le papier de Malhi et al. (2009b). En revanche, le cycle saisonnier des respirations autotrophes est encore mal connu. Le très récent article de Rowland et al. (2014) en Guyane apporte de nouvelles informations sur la variabilité saisonnière de R_A , de la GPP et de la NEE. Par manque de temps ces résultats n'ont pas pu être intégrés en détail dans l'évaluation d' $ISBA_{CC}$, mais nous reprendrons les principales conclusions de cet article dans le chapitre 3, comme support de discussion sur la saisonnalité des flux de carbone, à l'échelle du bassin.

En outre, si la version PS+R permet de simuler des stocks de carbone plus cohérents avec ceux observés, il reste un biais qui semble persistant, à savoir une surestimation des réservoirs de biomasse, et une sous estimation du carbone du sol. On a montré dans le papier (table 2.5) que ce biais était imputable aux turnovers d'ISBA_{CC} qui sont très probablement trop faibles. Il aurait été judicieux d'évaluer les turnovers ainsi que les taux d'allocation et de les modifier en conséquence, en s'appuyant par exemple sur la base de données RAINFOR. Néanmoins, les réservoirs de carbone décrits dans ISBA_{CC} manquent de réalité histologique. Citons pour exemple le réservoir de biomasse 2 représentant *la biomasse aérienne métabolique*, qui est lié au réservoir des feuilles suivant une loi de dilution de l'azote proposée par Lemaire et Gastal (1997). Cette représentation de la plante provient à la base d'un modèle de croissance des céréales où la biomasse aérienne métabolique représente la partie aérienne non photosynthétiquement active. Si cette représentation fait sens dans le cas des graminées, elle est étonnante pour représenter les arbres. En outre, à notre connaissance, elle n'a jamais été ni étudiée, ni documentée dans le cas des ligneux. Ainsi, quelles observations de turnovers faut-il imposer à ISBA_{CC} pour celui de la biomasse aérienne métabolique ? Celui mesuré sur les pétioles, les branches ou encore au niveau du liber ? Pour les fonctions de respiration le même problème s'est posé, mais raisonner en terme de réservoirs auto et hétérotrophe a permis de s'affranchir (en partie) de cette difficulté sémantique.

Si l'évaluation in situ permet de confronter le modèle à un large panel d'observations, la question de la représentativité de la forêt amazonienne par quelques sites est sous jacente. Elle est cruciale car les modèles de surface sont destinés à simuler les flux à l'échelle régionale et globale. Mais, à l'échelle du bassin, il y a moins d'observations et les incertitudes sont fortes, particulièrement lorsqu'il s'agit du cycle du carbone. L'exercice d'évaluation implique alors de jongler entre ces deux échelles : entre représentativité et incertitudes. La partie suivante s'intéresse donc à évaluer ISBA_{CC} sur le bassin en s'appliquant à décrire les incertitudes liées à chaque jeu d'observations utilisé.

3.1 Du local au point de grille : les incertitudes

Les tests in situ ont été réalisés en contraignant le modèle au plus proche des conditions locales observées en utilisant les forçages atmosphériques locaux et les données pédologiques mesurées in situ. Ce chapitre a pour objectif d'évaluer le comportement d'ISBA_{CC} à l'échelle du bassin, ce qui nécessite l'utilisation de jeux de données et de forçages de grande échelle. Tester, sur les sites déjà étudiés, l'impact de l'utilisation de ces données globales sur les simulations permet d'illustrer les incertitudes induites lors de ce changement d'échelle. En outre, si les modifications apportées concernent uniquement le PFT6, on a également évalué ISBA_{CC} sur d'autres PFTs présents en Amazonie en s'appuyant toujours sur les données mesurées via des tours de flux.

3.1.1 Les bases de donnée globales : HWSO et ECOCLIMAP

3.1.1.1 HWSO

Le sol est un système polyphasique comprenant une phase gazeuse en équilibre avec une phase liquide principalement constituée d'eau et de gaz dissous, ainsi qu'une phase solide, composée de roches altérées et de matière organique. La partie minérale de la phase solide se décrit par la terre grossière (les éléments ayant un diamètre $D > 2mm$ i.e. galets, graviers, blocs) et la terre fine. La texture permet de décrire la terre fine d'un sol en fonction de la granulométrie des particules qui le composent. Elle se définit par le pourcentage d'argiles ($D < 2\mu m$), de limons ($2\mu m \leq D \leq 50\mu m$) et de sables ($50\mu m < D \leq 2mm$). Si la texture seule ne permet pas de caractériser un sol dans son ensemble, elle contrôle en grande partie ses propriétés hydrodynamiques.

Dans ISBA_{CC}, la texture est utilisée pour calculer ω_{wilt} (*point de flétrissement*), ω_{fc} (*la capacité au champ*) ainsi que les coefficients hydrodynamiques et la porosité du sol. Et si pour l'évaluation sur site, ce sont les textures mesurées qui ont été imposées au modèle, à l'échelle du bassin, on utilise les textures de la base de données globale HSWD (*Harmonized World Soil Database*) (Nachtergaele et al., 2012). La résolution initiale de HSWD est relativement élevée (1 : 5000000), mais les textures sont moyennées par maille du modèle (donc à 1°x1°) ce qui explique une partie de la différence observée entre les textures mesurées in situ et HSWD qui sont effectivement utilisées par ISBA_{CC} (fig. 3.1, à gauche). Néanmoins, sur les 5 sites étudiés précédemment, les biais entre simulations et observations sont plus dépendants de la version du modèle utilisée (CTL vs PS+R) que de la texture imposée (fig. 3.1, à droite). Une différence de texture implique

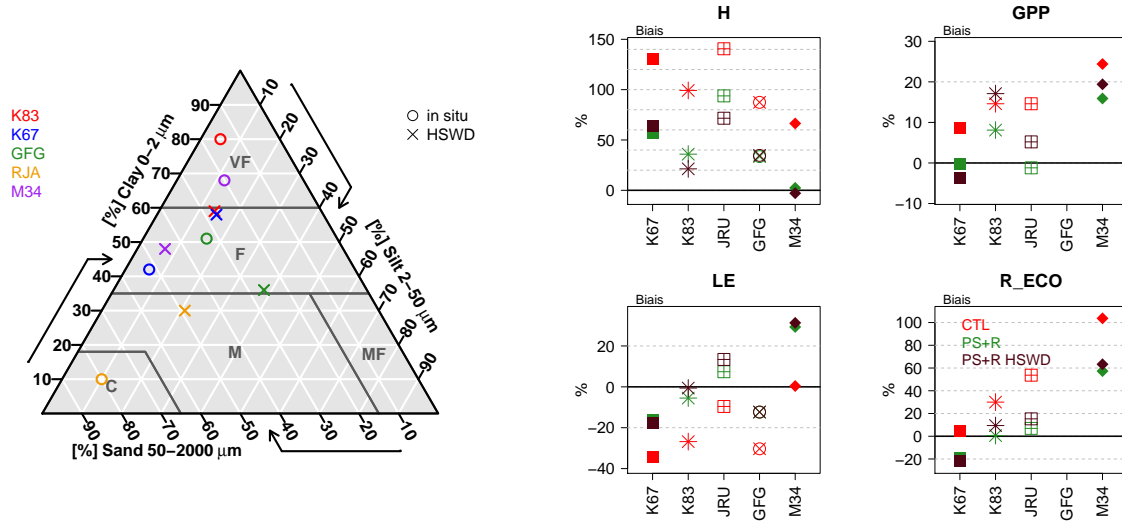


FIGURE 3.1 – Biases calculés entre les simulations et les observations horaires (night values removed) de H, LE GPP R_{ECO} et NEE sur les 5 tours de flux avec les simulations CTL, et PS+R utilisant les textures in situ et la simulation PS+R utilisant les textures HSWD

une modification de ω_{wilt} et ω_{fc} modifiant la réserve utile (définie comme la quantité d'eau dans le sol disponible pour la végétation, soit la différence d'humidité entre ω_{fc} et ω_{wilt}). Comme l'eau du sol n'est pas limitante, sur ces sites les conséquences sur les flux sont minimales comparées à la correction effectuée sur le f_0 de la version CTL à la version PS+R (cf section 2.2, qui modifie l'effet du déficit d'humidité de l'air sur le rapport $(C_i - \Gamma)/(C_a - \Gamma)$ et donc la conductance stomatique.

HSWD détermine également la quantité de matière organique dans les premiers horizons de sol. La matière organique favorise la formation de complexes argilo-humiques, ce qui affecte les propriétés thermiques et physiques du sol. Néanmoins, par manque de données in situ, ce sont déjà les données de matière organique de HSWD qui ont été utilisées pour les simulations locales. Il n'y a donc pas d'incertitudes supplémentaires ajoutées lors du passage des simulations in situ aux simulations régionales.

3.1.1.2 Ecoclimap et autres types de végétation

Si le PFT6 est largement majoritaire en Amazonie, d'autres PFT coexistent. Aussi, et suivant la même approche méthodologique que précédemment, nous avons évalué le comportement d'ISBA_{CC} sur 4 sites : Bananal Island, Santarém K77, Fazenda Nossa Senhora et Pé de Gigante, où les mesures in situ indiquent respectivement la présence de forêt & savane ; sol nu, pâture & agriculture ; pâture ; et savane (de Gonçalves et al., 2013, et références incluses). Suivant la même approche méthodologique que précédemment, et à partir des données mesurées par les tours de flux présentes sur ces sites, le comportement d'ISBA_{CC} a été validé.

La base de donnée globale Ecoclimap (Champeaux et al., 2005) indique la fraction de PFT (fig. 1.2) présente sur chaque maille du modèle ainsi que la profondeur de sol correspondante. Sur les 5 sites considérés de forêts tropicales, Bananal Island et Pé de Gigante, si l'on utilise Ecoclimap, les simulations ne sont pas, ou peu modifiées puisque la base de données impose des caractéristiques similaires ou équivalentes aux données in situ. En revanche, à Santarém K77 et Fazenda Nossa Senhora, utiliser Ecoclimap dégrade fortement les scores puisque pour Santarém K77 c'est le PFT6 qui est imposé, et pour Fazenda les prairies tropicales.

3.1.2 Le forçage

Pour les simulations à grande échelle, on utilise des forçages atmosphériques globaux tri-horaires ou toutes les 6 heures basés sur les réanalyses atmosphériques. Les variables d'entrées sont les rayonnements visible (SWd) et infra rouge (LWd) descendants, l'humidité spécifique et la pression atmosphérique de surface, la vitesse du vent et les précipitations.

Le forçage de l'université de Princeton se base sur les réanalyses du NCEP - NCAR (*Center for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research*) dont les biais ont été corrigés par Sheffield et al. (2006), à une résolution spatiale de 1 degré sur la période 1948-2010. Les précipitations hybridées au forçage proviennent des mesures satellites TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) (Huffman et al., 2007) désagrégées à 3 heures, puis corrigées par Sheffield et al. (2006) à partir des observations mensuelles du CRU (Climate Research Unit).

D'autres forçages sont disponibles dans la communauté, et même s'ils représentent les mêmes variables, ils diffèrent les uns des autres car les réanalyses choisies ne sont pas nécessairement identiques, tout comme les méthodes de correction ainsi que la résolution spatiale. Si, par construction, aucun forçage n'est parfait, le choix du forçage qui va alimenter ISBA_{CC} est fondamental.

Pour illustrer ce point, nous avons confronté sur la dernière décennie la partition radiative (SWd et LWd) donnée par les forçages PGF et WATCH (WFDEI) construits à partir des réanalyses ERA40 (Weedon et al., 2011) à deux jeux d'observations satellitaires. Les observations SRB (Surface Radiation Budget (Stackhouse et al., 2004)) et CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*). Le forçage WFDEI sous-estime systématiquement le SWd ($\approx 40 W.m^{-2}$) et sur-estime le LWd ($\approx 20 W.m^{-2}$), alors que le forçage PGF est très similaire aux données SRB (ce qui n'est pas suprenant car elles ont été utilisées pour le corriger), et aux données CERES, comme illustré sur le K67 (fig 3.2).

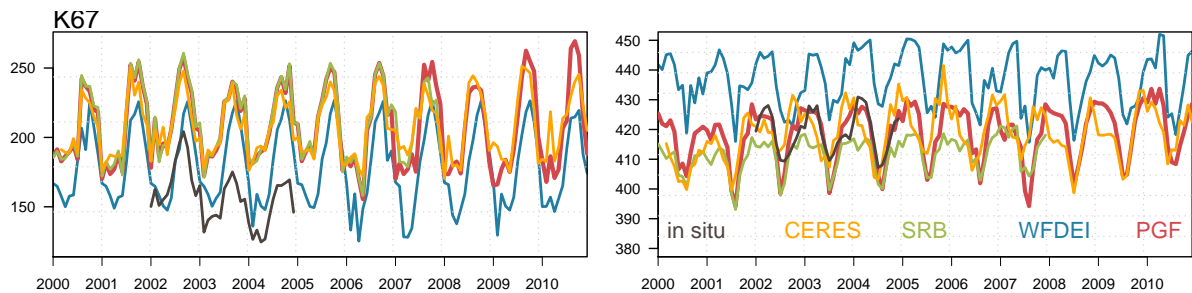


FIGURE 3.2 – Séries mensuelles de janvier 2000 à décembre 2010 de Swd (gauche) et LWd (à droite) sur le site K67 des forçages globaux (PGF & WFDEI), du forçage in situ et des observations satellitaires (SRB & CERES)

Aussi, malgré le nombre limité de site, et la non représentativité de l'ensemble de la maille par le forçage local (footprint de la tour < surface de la maille), la comparaison avec les forçages in situ permet de donner quelques pistes pouvant expliquer certaines différences entre les simulations in situ et régionales. Par exemple, et toujours sur K67, le LE simulé est surestimé lorsque le modèle est conduit par WFDEI, potentiellement parce que le LWd de WFDEI est plus fort que le LWd in situ (fig. 3.2). A l'inverse, le forçage PGF surestime le SWd sur ce point de grille par rapport au forçage in situ, et les simulations surestiment donc la GPP. Si l'on remplace le SWd de PGF par SWd in situ (simulation PG + is SWd), on retombe sur les GPP simulées avec le forçage in situ.

Notez que la forte surestimation du LWd par WFDEI illustrée ici sur le site K67 est représenta-

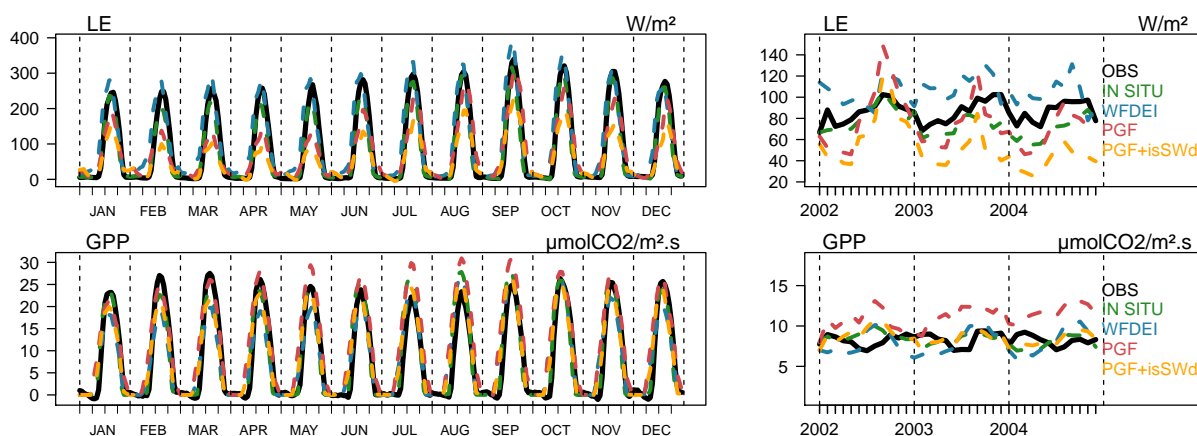


FIGURE 3.3 – Cycles journaliers mensuels moyens calculé sur de 2002 à 2005 (à gauche) et séries mensuelles (à droite) de LE et GPP mesurés et simulés sur le site K67. Sont représentés ici les simulations avec le forçage in situ, les forçages WFDEI et PGF, et le forçage PGF mais avec le SWd mesuré in situ (simulation PGF+isSWd). C'est la version PS+R d'ISBA qui est ici utilisée.

tive de ce que l'on peut retrouver sur toute la région, et sur toute la période disponible. Ainsi, le débit de l'Amazonie est fortement sous estimé lorsque ISBA_{CC} est forcé par WFDEI car le LE est trop fort, ce qui a fortement motivé le choix de PGF comme forçage.

Les précipitations sont des événements très localisés dans le temps et dans l'espace. Mesurées in situ, il peut y avoir des biais liés à la spatialisation des précipitations pour créer le forçage global, notamment en Amazonie où la plus grande partie des stations GPCC se trouve à l'orée de la forêt. D'autre part, les forçages globaux sont tri-horaires, alors que les forçages in situ sont horaires ou semi-horaires. Cette différence en terme de fréquence a de forts impacts sur la gestion des précipitations par ISBA_{CC}. Ce modèle considère que seule la fraction de feuilles sèches assimile, transpire et respire. Autrement dit, pour la fraction de feuilles recouvertes d'eau, la transpiration, l'assimilation et la respiration s'arrêtent. Bien que ce postulat soit physiologiquement absurde, il permet de résoudre simplement le bilan d'énergie via la répartition de l'énergie attribuée à la transpiration des feuilles sèches et de l'évaporation du réservoir d'interception. Via le couplage eau carbone implémenté a posteriori dans le modèle, les fonctions métaboliques s'en trouvent également arrêtées. Numériquement, on calcule la fraction de feuilles recouvertes d'eau comme le rapport entre la quantité d'eau retenue sur les feuilles et la capacité maximale de ce réservoir. Lorsque ce réservoir est saturé, l'eau ruisselle et tombe au sol. Quand les pluies sont intenses et de courte durée, le réservoir se remplit, déborde et s'évapore. Les feuilles sèchent, et les fonctions métaboliques reprennent. Si la même quantité de précipitation est répartie sur plusieurs heures (comme dans le forçage global), les feuilles restent mouillées plus longtemps et les fonctions métaboliques s'en trouvent fortement diminuées. Pour parer à ce problème, particulièrement gênant sur l'Amazonie, le réservoir d'interception se vide désormais par ruissellement avant d'atteindre sa capacité maximale conduisant à une saisonnalité du LE et de la GPP acceptable comparée aux simulations conduites avec le forçage in situ (fig. 3.2).

Suite à cette exploration, c'est donc le forçage de Princeton qui a été retenu. Cependant, les précipitations hybridées, toujours désagrégées à 3 heures, sont corrigées par les précipitations GPCC (<http://www.dwd.de>) qui semblent plus adaptées pour des études de grande échelle (Decharme et Douville, 2006) que celles du CRU initialement hybridées par Sheffield et al. (2006). Il a également l'avantage d'être relativement homogène dans le temps contrairement à WFDEI qui utilise successivement différentes réanalyses pour couvrir la période 1930-2012. Néanmoins, quelques compromis ont dû être faits : WFDEI couvre une période plus longue (1930-

3.2. Les outils pour l'évaluation

2012) intéressante pour mieux caractériser la sécheresse de 2010, et regarder les inondations de 2011, et propose également une résolution plus élevée que PGF (0.5° contre 1°).

3.2 Les outils pour l'évaluation

3.2.1 Les observations

Les observations utilisées pour l'évaluation d'ISBA_{CC} à l'échelle du bassin sont compilées dans la table 3.1 et plus amplement décrites ci-dessous.

TABLE 3.1 – Liste des observations utilisées pour l'évaluation d'ISBA_{CC} à l'échelle du bassin

S	Name	units	res	Periode	References
R_D	River Discharge	$mm.d^{-1}$	12 stations	$f(stations)$	HyBAm
ΔTWS	Terrestrial Water Storage	cm	300 km	2004 – 2012	GRACE
E	Evapotranspiration	$mm.d^{-1}$	0.5 deg	1982 – 2008	Jung et al. (2011)
GPP	Gross Primary Production	$gC.m^{-2}.d^{-1}$	0.5 deg	1982 – 2008	Jung et al. (2011)
LAI	Leaf Area Index	$m^2.m^{-2}$	0.5 deg	1982 – 2010	Zhu et al. (2013)
AGB	Above Ground Biomass	$tC.ha^{-1}$	385 plots	-	Mitchard et al. (2014)

Les débits

Grâce au réseau ORE HyBAm (Observatoire de Recherches en Environnement, Hydrologie et géodynamique du Bassin Amazonien), les débits journaliers en Amazonie couvrant des périodes longues, sont téléchargeables sur <http://www.ore-hybam.org/>. Les stations de mesures utilisées pour l'évaluation d'ISBA_{CC} sont localisées et leurs caractéristiques principales données figure 3.4.

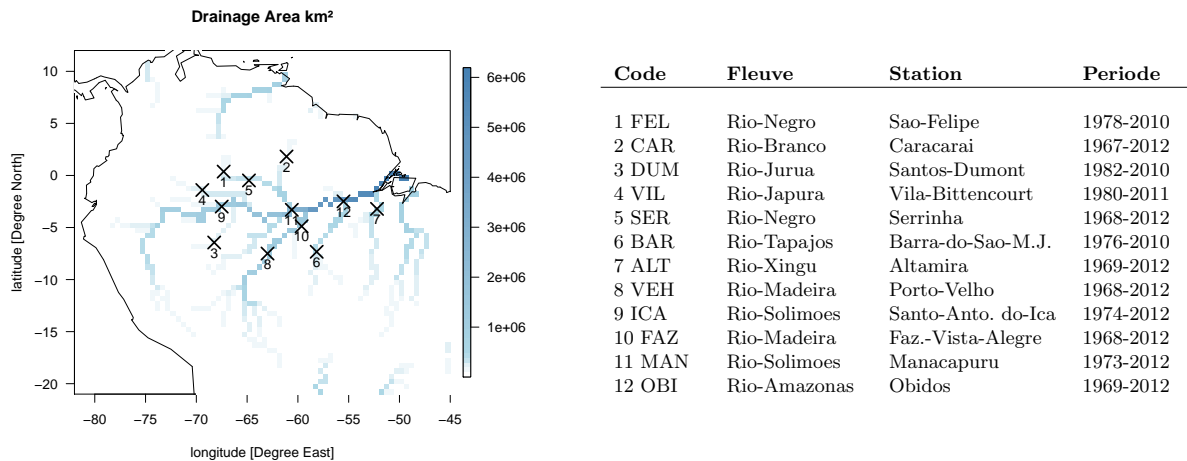


FIGURE 3.4 – Description et localisation des mesures de débits utilisées, classées par taille croissante des bassins versants.

Variation des stocks d'eau

La mission spatiale GRACE (GRAvity Recovery & Climate Experiment) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration), lancée en mars 2002, mesure les variations spatio-temporelles du champ de gravité. Le champ de gravité terrestre est décrit par le géoïde (i.e.

l'équipotentielle de pesanteur qui coïncide au mieux avec le niveau des mers). Les deux satellites de GRACE, surnommés Tom et Jerry, fonctionnent en tandem et se suivent à une distance de 220 km sur l'orbite polaire, à 500 km de la Terre. Lorsqu'ils passent au dessus d'une anomalie du champ de gravité, la distance qui les sépare est légèrement modifiée. Ce sont ces mesures des variations infimes de la distance entre Tom et Jerry, associées à un système de localisation GPS, qui permet de cartographier les anomalies mensuelles du champs de gravité à l'échelle globale (Tapley et al., 2004).

Ces anomalies traduisent les redistributions de masse dans l'atmosphère, les océans, les eaux continentales, la biomasse et la terre solide. Sur une période de quelques années, les variations de masse de la terre solide sont considérées comme nulles. Sur les continents, c'est donc la variation des stocks d'eau des différents reservoirs (sols, végétation, neige, fleuves) intégrée sur la verticale, qui est mesurée par GRACE. Avec une précision d'environ 1 cm de hauteur d'eau équivalente et une résolution horizontale de quelques centaines de kilomètres, les données GRACE permettent de caractériser le bilan hydrique à l'échelle globale et régionale avec précision (Rammillien et al., 2004; Wahr et al., 2004). Elles ont été validées par comparaison soit avec des mesures in situ d'eau du sol (Swenson et al., 2006) et de débits (Syed et al., 2005) soit avec des sorties de modèles (Chen et al., 2005; Syed et al., 2008; Tapley et al., 2004).

Les Δ TWS (variation des stocks d'eau), particulièrement adaptées au regard de la taille importante du bassin amazonien, ont apporté une meilleure compréhension de sa dynamique hydrologique (Crowley et al., 2007; Papa et al., 2008; Xavier et al., 2010; Papa et al., 2013). Elles ont également permis de caractériser l'intensité et l'étendue d'événements extrêmes tels que les sécheresses de 2005 et 2010 ainsi que les inondations de 2009 (Chen et al., 2009, 2010; Frappart et al., 2012, 2013).

En outre, les Δ TWS sont couramment utilisées pour évaluer l'hydrologie des LSMs (e.g. Guntner, 2008; Alkama et al., 2010; Guimberteau et al., 2014). Suivant cette approche, les données de GRACE, de 2003 à 2010 filtrées avec un filtre gaussien de 300 km et normalisées sur la période de référence 2004 - 2009 (disponibles sur le serveur ftp ://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/) sont utilisées dans cette étude pour évaluer la représentation du cycle hydrologique par ISBA_{CC} en Amazonie. Plusieurs instituts de recherche se chargent de traiter les données brutes de variation du géoïde en carte globale de hauteur d'eau équivalente. Ainsi, les 3 jeux de données disponibles sont fournis par le GeoForschungsZentrum (GFZ; Allemagne), le Center for Space Research (CSR; USA, Texas) et le Jet Propulsion Laboratory (JPL; USA, Californie) (Fig. 3.15). Les variables hydrologiques simulées par ISBA_{CC} seront comparées à la moyenne de ces 3 jeux de données.

Flux d'eau et de carbone

Les variables mesurées (RN, H, LE, NEE) et déduites (GPP, R_{ECO}) grâce aux appareils de mesures montés sur les tours de flux permettent d'évaluer les LSMs sur quelques points de grille (cf. section 2.2). Néanmoins, et bien que les données de nombreuses tours de flux du réseau FLUXNET (Baldocchi et al., 2001) soient regroupées (www.fluxdata.org), ces mesures, discrètes, ne permettent pas d'avoir une vision d'ensemble du cycle de l'eau et du carbone, ni en global, ni même sur le bassin amazonien.

Jung et al. (2009) ont proposé un nouveau modèle d'apprentissage par arbre de décision (TRIAL Tree Induction ALgorithm) ainsi qu'une méthode pour créer des ensembles (MTE Model Tree Ensembles). L'idée est d'arriver à spatialiser les données des tours de flux afin d'obtenir un jeu de données global, aussi cohérent dans l'espace que dans le temps. Ils s'appuient sur des observations climatiques et météorologiques (e.g. température et précipitation) ainsi que sur la carte

globale renseignant les types de végétation (IGBP) et des mesures satellites de fAPAR. Les flux MTE, fournis au pas de temps mensuel de 1982 à 2008 et à l'échelle globale avec une résolution de 0.5° (Jung et al., 2011) ont été calculés à partir de TRIAL MTE préalablement entraîné (Jung et al., 2009) sur des données de tours de flux sélectionnées sur des critères de qualité. Les données des tours de flux utilisées sont filtrées puis gapfillées (Moffat et al., 2007; Papale et al., 2006). Aussi, suivant Twine et al. (2000), les flux de chaleur (H & LE) mensuels ont été corrigés dans l'objectif d'avoir un bilan d'énergie fermé. Les valeurs de R_{ECO} ont été extrapolées à partir de la sensibilité à la température des valeurs de NEE mesurées la nuit (Reichstein et al., 2005). Par ailleurs, ce sont les données de NEE mesurées le jour qui sont utilisées pour contraindre la courbe de réponse de l'assimilation à la lumière, tout en prenant en compte la sensibilité à la température de la respiration et à l'effet du VPD, qui permettent d'estimer la GPP (Lasslop et al., 2010).

Ce produit propose une approche différente des modèles orientés processus et semble par conséquent être un benchmark (référence) très attrayant pour évaluer les LSMs. Cependant, on peut d'abord se poser la question de la représentativité des tours de flux à l'échelle globale. En effet, dans certaines contrées (e.g. en Amazonie) il y a peu de tours de flux, et l'extrapolation des données se révèle complexe. Cependant, l'ensemble des tours de flux couvre de nombreux écosystèmes sous des conditions climatiques diverses, donc il y a une meilleure représentativité environnementale que géographique. De plus l'utilisation de simulations d'ensemble MTE permet de fortement réduire les incertitudes lorsque l'extrapolation est importante (Jung et al., 2009, Fig. 7). Le problème d'extrapolation se pose donc réellement pour des écosystèmes qui sont peu représentés à l'échelle globale et, où peu de tours de flux sont installées. Néanmoins, via une procédure de validation croisée Jung et al. (2011) montrent que, si la saisonnalité et l'inter annualité des flux de chaleur (H et LE) sont robustes et la GPP raisonnable, la NEE montre des scores statistiques faibles. Les auteurs invoquent le manque de variables déterminantes de la NEE (e.g. l'âge des forêts, les caractéristiques du sol) comme variables prédictives du MTE. En outre, les anomalies sont mal représentées par le produit MTE, avec une sous estimation de l'amplitude des événements extrêmes associées à des scores relativement faibles (30 à 60 % de la variance expliquée par rapport aux anomalies observées dans les données FLUXNET). Notons que ce résultat s'assombrit sous les tropiques. De plus, si la GPP annuelle globale est cohérente avec les analyses multi-modèles, R_{ECO} semble vraisemblablement sous estimée de 5 à 10%.

Ainsi, à la lumière des incertitudes et à l'instar de (Bonan et al., 2011; Piao et al., 2013; Guimberteau et al., 2014), nous utiliserons le flux de chaleur latent et la GPP de Jung et al. (2011) comme benchmark pour l'évaluation d'ISBA_{CC}. Les flux MTE sont disponibles, sur demande, auprès de Martin Jung.

Indice Foliaire (LAI)

L'indice foliaire (ou Leaf Area Index) représente le nombre de m^2 de feuille par m^2 de sol et peut être déduit d'indices de végétation satellitaire, comme le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) qui se définit par le rapport de la différence entre les réflectances mesurées par satellite dans le proche infrarouge (R_{NIR}) et dans le rouge (R_{RED}) sur la somme des deux, ou le EVI (Enhanced Vegetation Index).

On s'est appuyé sur les dernières données globales de LAI, le LAI3g disponible sur le site NEX (NASA Earth Exchange) à une résolution spatiale de $1/12^\circ$ et temporelle bimensuelle et qui est déduit, à l'aide d'un réseau de neurones préalablement entraîné sur la période 2000 - 2009 du NDVI3g de GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies) (Zhu et al., 2013).

Le LAI3g moyen sur le bassin amazonien est de 4, alors que les estimations in situ faites soit

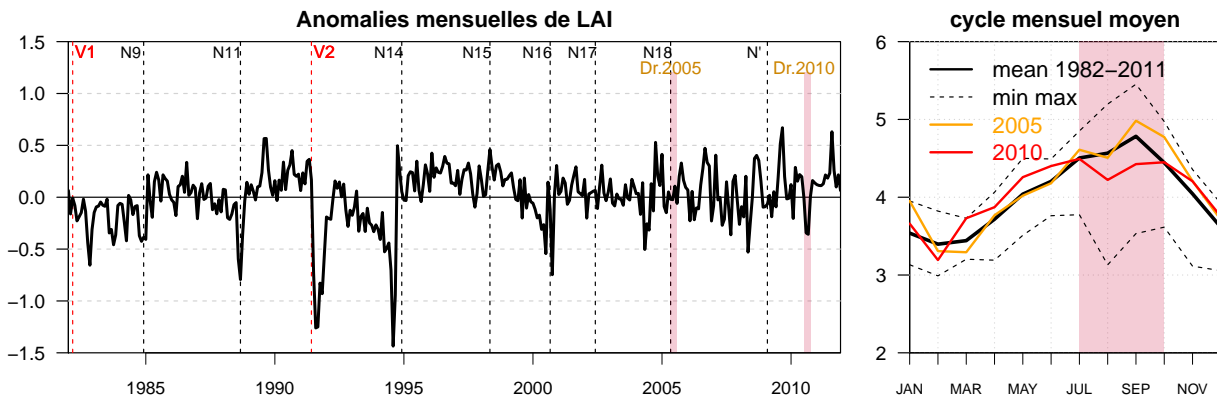


FIGURE 3.5 – Anomalies mensuelles du LAI3g de 1982 à 2011 moyenné sur le bassin amazonien (gauche) par rapport au cycle moyen mensuel représenté à droite, enveloppé des min et max mensuels. Les dates de lancement des satellites de la NOAA sont indiqués en noir, les éruptions volcaniques en rouge (El Chinchon V1 et le Pinatubo V2) et les deux sécheresses de 2005 et 2010 en orange (gauche) d'après Zhu et al. (2013). Sont également indiqués les LAI3g mensuels de 2005 et 2010 et le rectangle rouge souligne la saison sèche.

avec le Li-Cor LAI 2000 ou les photos hémisphériques (e.g. Fisher et al., 2007; Malhi et al., 2009b; Rowland et al., 2014) ou même mesuré feuille par feuille (Clark et al., 2008, Costa Rica) indiquent des valeurs de LAI plutôt comprises entre 5 et 7. Interférences atmosphériques (e.g. nuage, aérosols) et recouvrement foliaire important dans le cas de forêts denses où le satellite sature, pourraient mener à une sous estimation de 30 % des LAI satellitaires pour ce type de végétation (Roujean et Lacaze, 2002). Les GCMs tendent d'ailleurs eux aussi à surestimer le LAI3g (Zhu et al., 2013; Anav et al., 2013). En outre, les discontinuités observées sur la série temporelle du LAI3g moyenné sur le bassin amazonien coïncident souvent avec un changement de satellite, ou à des fortes éruptions volcaniques (notamment le Pinatubo qui induit une chute du LAI3g de 1.3 point). Ces fortes anomalies, plus amples que celles induites par les épisodes de sécheresse de 2005 et 2010, posent la question de la bonne représentation de la variabilité interannuelle du LAI3g liées aux interférences atmosphériques.

La saisonnalité du LAI en Amazonie fait encore débat au sein de la communauté. Les données de LAI de MODIS basées sur l'indice EVI indiquent une saisonnalité importante du LAI, avec un pic d'environ 25 % de la valeur annuelle pendant la première moitié de la saison sèche (Myneni et al., 2007). Morton et al. (2014) montrent que le «verdissement» apparent de l'Amazonie en début de saison sèche vu par les satellites provient de changements saisonniers de la réflectance dans le proche infra-rouge, dus à des variations de la géométrie senseur-soleil. Ils montrent également que l'EVI de MODIS est plus sensible à cet artefact que le NDVI, sur lequel est basé le LAI3g. En outre, selon une récente étude de Silva et al. (2013) en Amazonie, il semblerait que la saisonnalité du NDVI3g soit en accord avec des mesures in situ de LAI.

Biomasse aérienne (AGB)

Pour évaluer la représentation des stocks de carbone d'ISBA_{CC}, la synthèse d'observations de Malhi et al. (2009b) effectuée à Caxiuana, K67 et M34 a été extrêmement utile (cf. section 2.2). Que ce soit via des mesures ou par déduction, ils ont reconstitué, en moyenne annuelle, les flux et stocks de carbone par réservoir, autorisant une meilleure compréhension du cycle de carbone sur ces trois sites. Récemment, Saatchi et al. (2011) et Baccini et al. (2012) ont cartographié des estimations de biomasse aérienne (AGB *Above Ground Biomass*) sur les tropiques avec une résolution de respectivement 1km et 500m à partir de données satellitaires. N'étant pas des mesures directes d'AGB, ces données souffrent de fortes incertitudes, estimées entre 6 à 53%

d'incertitudes par pixels pour Saatchi et al. (2011). Néanmoins, ils estiment que l'incertitude du stock de carbone total sur l'Amazonie est $\leq \pm 1\%$, contre $\pm 7\%$ pour (Baccini et al., 2012).

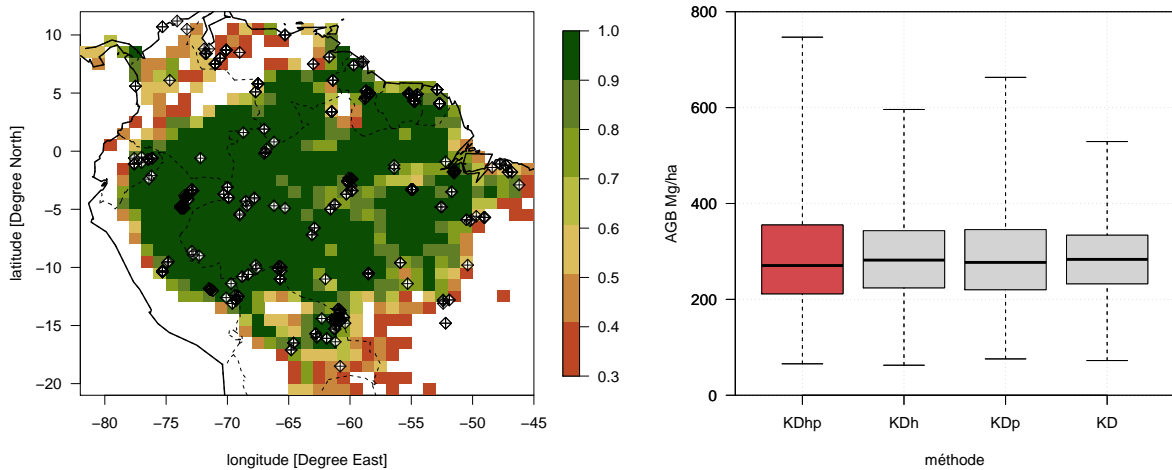


FIGURE 3.6 – Localisation des mesures in situ d'AGB superposée sur la fraction de sol couverte par le PFT6 dans ISBA_{CC} (gauche). Boxplot des mesures de AGB estimées en fonction des paramètres pris en compte dans la relation allométrique pour l'estimation de l'AGB (droite).

Pour autant ces deux cartes diffèrent, tant sur la quantité de carbone stockée, que sur sa distribution spatiale (Ometto et al., 2014; Mitchard et al., 2014). C'est pourquoi, les mesures in situ, effectuées sur 413 parcelles compilées par RAINFOR (Red Amazonica de Inventarios Forestales; Malhi et al. (2002)), (fig. 3.6) semblent être un benchmark plus robuste pour l'évaluation d'ISBA_{CC}. Ces données de biomasse aériennes (K_{Dph}) sont calculées à partir de la relation allométrique proposée par Chave et al. (2005) pour les forêts tropicales humides qui repose sur les 3 paramètres suivants : densité du bois (ρ), hauteur (H) et diamètre à 1.3 mètre du sol (D) des arbres. H est estimée, pour chaque arbre, à partir des D mesurés en utilisant les modèles régionaux de Feldpausch et al. (2012). ρ est répertoriée, pour la plupart des espèces, dans le Global Wood Density Database (Chave et al., 2009; Zanne et al., 2009), si ce n'est pas le cas, ce sont les valeurs moyennes du genre qui ont été prises. Notons, à titre de comparaison que les estimations calculées, toujours avec la même équation allométrique de Chave et al. (2005), mais en prenant, soit le model de Feldpausch et al. (2012) pour toute l'Amazonie ($K_{D\rho}$), soit en imposant $\rho = 0.63$ pour toutes les espèces (K_{Dh}), ou encore en combinant ses deux approximations (K_D), montrent des distributions consistantes (fig. 3.6). Pour l'évaluation d'ISBA_{CC}, on prendra les données d'AGB calculées avec la méthode K_{Dph} .

3.2.2 Méthodes d'analyse

Pour rappel, le forçage utilisé est PGF à 1° décrit dans la partie précédente sur la période 1948-2010. Les simulations sont réalisées avec les versions sans carbone (NONE), de contrôle (CTL) et modifiée (PS+R). L'idée est de voir si la version PS+R qui a été évaluée avec succès en in situ (cf. section 2.2), permet à l'échelle du bassin de mieux représenter le cycle de l'eau et du carbone en terme de variabilité inter-annuelle et saisonnière. Les réservoirs d'eau et de carbone sont à l'équilibre; pour chaque simulation, 10 spin-up de 20 ans ont été effectués (sur la période 1948-1967), avec une accélération des échanges de carbone vers les réservoirs de bois et de sol, afin que les réservoirs les plus lents soient également à l'équilibre.

Traitement des séries temporelles

Les séries temporelles utilisées pour l'évaluation d'ISBA_{CC} à l'échelle du bassin sont plus longues que celle utilisées pour l'évaluation in situ. Aussi, nous avons retiré des tendances linéaires sur toutes les séries temporelles afin de s'affranchir des tendances et de focaliser sur le cycle annuel et la variabilité inter-annuelle.

Évaluation : quels outils statistiques ?

Nous avons utilisé les scores statistiques classiques pour comparer les série observées (X_{obs}) et simulées (X_{sim}), comme le coefficient de corrélation, égal au rapport de la covariance et du produit non nul des écart-types :

$$cor = \frac{Cov[X_{obs}, X_{sim}]}{\sigma_{X_{obs}} \cdot \sigma_{X_{sim}}} \quad (3.1)$$

On utilisera également le RMSE (Root Mean Square Error) qui mesure l'écart moyen entre les simulations et les observations.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{t=1}^n (X_{obs,t} - X_{sim,t})^2} \quad (3.2)$$

Avec X_{obs} & X_{sim} les séries temporelles mensuelles observée et simulée sur une période t de 1 à n. Parfois, nous utiliserons non pas le RMSE, mais le biais qui traduit en % la tendance systématique des valeurs simulées à être supérieures ou inférieures à celles observées.

$$Biais = 100 \cdot \frac{\sum_{t=1}^n (X_{obs,t} - X_{sim,t})}{\sum_{t=1}^n X_{obs,t}} \quad (3.3)$$

Pour l'évaluation des débits, en plus des scores statistiques décrits précédemment, des scores plus spécifiques seront pris en compte, comme le ratio des débits simulés Q_{sim} sur les débits observés Q_{obs} , ainsi que le NSE (pour Nash-Sutcliffe Efficiency) proposé par Nash et Sutcliffe (1970). Ce critère d'efficacité mesure la capacité du modèle à reproduire la dynamique des débits observés, relativement à la variabilité observée.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t)]^2}{\sum_{t=1}^n [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}]^2} \quad (3.4)$$

Où \bar{Q}_{obs} représente la moyenne temporelle du débit observé. Le NSE $\in [-\infty; 1]$ est négatif pour des débits très mal simulés et > 0.5 pour des débits corrects.

Calcul des ΔTWS simulés

Afin de confronter ISBA_{CC} aux données GRACE, le calcul de la variation des stocks d'eau continentaux totaux ΔTWS simulés se fait en sommant la contribution des différents réservoirs par rapport à la période de référence 2004 - 2009, i.e. le contenu en eau du sol (ΔW), l'équivalent en eau de la neige (ΔW_S), l'eau interceptée par la végétation (ΔW_R) et l'eau contenue dans les rivières (ΔS).

$$\Delta TWS = \Delta W + \Delta W_S + \Delta W_R + \Delta S \quad (3.5)$$

Le ΔTWS simulé est ensuite filtré avec un filtre gaussien à 300 km appliqué aux simulations afin de suivre la procédure appliquées aux observations.

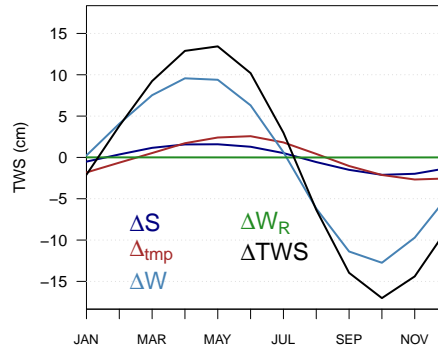


FIGURE 3.7 – Cycle annuel de ΔTWS moyenné sur la bassin versant amazonien calculé sur 200-2011 et contribution de chaque réservoir. Le Δ_{tmp} traduit le drainage profond qui est temporellement décalé dans TRIP (cf section 1.4) et qui rentre en fait dans le terme ΔS .

3.3 Évaluation orientée hydrologie

La figure 3.8, donne un aperçu de la dynamique hydrologique de plusieurs bassins et sous-bassins amazoniens (à gauche) en reprenant les cycles annuels moyens observés de chaque terme du bilan hydrique (Eq. 1.3) (milieu). Le ruissellement total ($Q_s + Q_{sb}$) est donné par Rd , le débit mesuré à l'exutoire, moyennant le temps de transfert du point de grille jusqu'à l'exutoire. Enfin, les graphes de droite ne montrent pas la quantité d'eau stockée dans chaque bassin, mais ses variations mensuelles, en cm (à droite).

La dynamique hydrologique d'un bassin versant est influencée par ses caractéristiques topo-agro-pédo-morpho-géologiques, le couvert végétal ainsi que par les conditions atmosphériques. Au regard de la taille de l'Amazonie, on retrouve des conditions variant sensiblement d'une région à une autre. Le régime des écoulements est intimement lié au régime des précipitations, notamment car l'évapotranspiration varie peu pendant l'année par rapport aux autres composantes du bilan d'eau. Notons aussi, que plus le bassin est grand, plus le lag entre le minimum des précipitations (saison sèche) et le débit d'étiage à l'exutoire est important. Le bassin amazonien intègre les variations du cycle hydrologique de l'ensemble des sous bassins et connaît une période de crue s'étalant de mai à juillet, et d'étiage d'octobre à novembre, avec une amplitude moyenne de 2.4 mm.d^{-1} . Néanmoins, ce comportement moyen cache des disparités régionales. Par exemple, au Sud, l'amplitude des débits est plus importante, conséquence directe d'une saison sèche marquée, comme sur le rio Madeira (BV.10) où l'amplitude moyenne est d'environ 3.2 mm.d^{-1} , et, même s'il ne contribue pas au débit à Obidos, le rio Xingu (BV7 amplitude 3.6 mm.d^{-1}). Il en résulte une variation saisonnière importante du ΔTWS . En revanche, l'amplitude est faible pour les affluents en provenance du bouclier guyanais, qui connaissent un climat plus humide. Par ailleurs, concernant les bassins ayant un amont andin (BV.10 & BV.9), on note la progression d'une onde de crue de l'amont vers l'aval entraînant un décalage des crues entre la zone piémont et l'aval comme à Fazenda (BV.10) où le cycle saisonnier des débits précède celui du bassin amazonien de 2 mois.

Les précipitations observées étant imposées en entrée du bilan hydrique, ce sont uniquement les flux sortants (R_d et E), ainsi que les variations de stocks (ΔTWS) qui sont ici évalués.

3.3.1 Débits

ISBA simule les débits grâce au modèle de routage des fleuves TRIP (décrit section 1.4) ce qui permet d'évaluer l'hydrologie des différentes versions d'ISBA_{CC}, sur chaque bassin en comparant

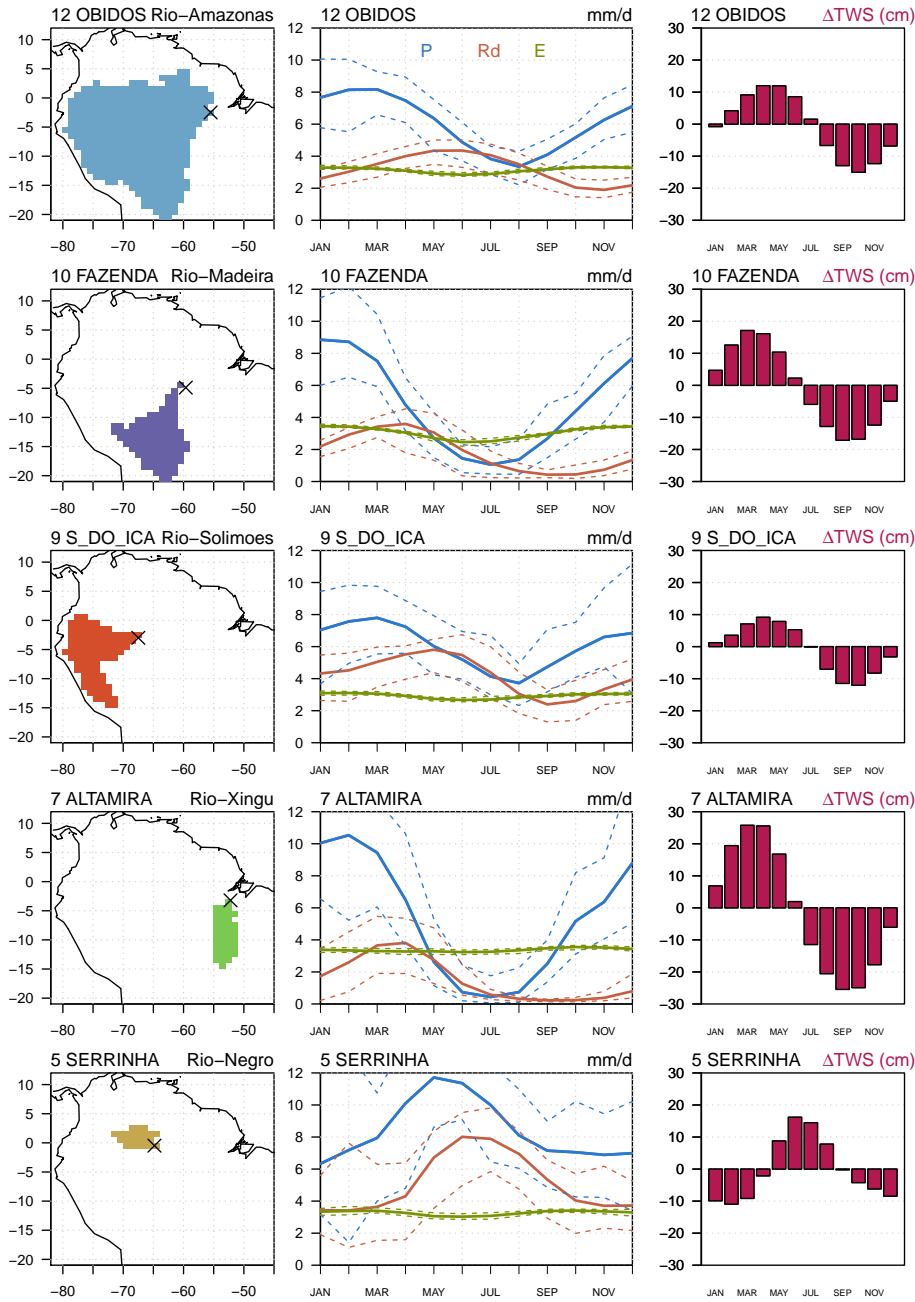


FIGURE 3.8 – Aire de drainage (gauche) et cycles annuels moyens observés de P (GPCC), E (Jung et al., 2011) et Rd (HyBAm) en mm.d^{-1} calculés sur 1982-2008 (milieu) et de TWS (GRACE) calculé sur 2003-2010 (droite) pour les bassins versants 5, 7, 9, 10 & 12. Sur les panels du milieu, les pointillés indiquent pour chaque variables les minima et maxima mensuels sur la période 1982-2008.

les simulations au jeu de données HyBAm (fig. 3.4). Si l'on fait la moyenne des scores statistiques obtenus pour les 12 bassins versants, les 3 versions capturent bien la dynamique des débits : les corrélations sur la base des débits mensuels bruts sont très satisfaisantes (0.87 pour les versions NONE et PS+R et 0.88 pour la version CTL), en dépit du décalage fréquent pour les LSMs entre le cycle saisonnier observé et simulé sur la plupart des bassins.

Toujours moyenné sur les 12 stations, la surestimation des débits par CTL (ratio ≈ 1.20) est réduite avec la version PS+R (ratio ≈ 1.07), qui simule des débits quantitativement équivalents

à NONE (ratio ≈ 1.08), en lien avec une évapotranspiration plus importante. La version PS+R réduit sensiblement le RMSE comparé à la version CTL (1.1 mm.d^{-1} vs 1.0 mm.d^{-1}). Au final, on obtient une efficacité plus élevée (0.55) qu'avec les versions NONE et CTL (resp. 0.49 & 0.45). Ce premier aperçu des performances d'ISBA_{CC} quant à la représentation des débits est peu convaincant, tant par le peu, voire l'absence, d'amélioration apportée par la version PS+R, que par l'efficacité médiocre d'environ 0.5. Néanmoins, et bien que les débits considérés soient relativement indépendants les uns des autres (peu d'overlapping des aires de drainage), ces scores moyennés cachent des disparités entre les bassins versants. Ainsi, les scores détaillés et pour les 3 versions du modèles sont présentés fig. 3.9.

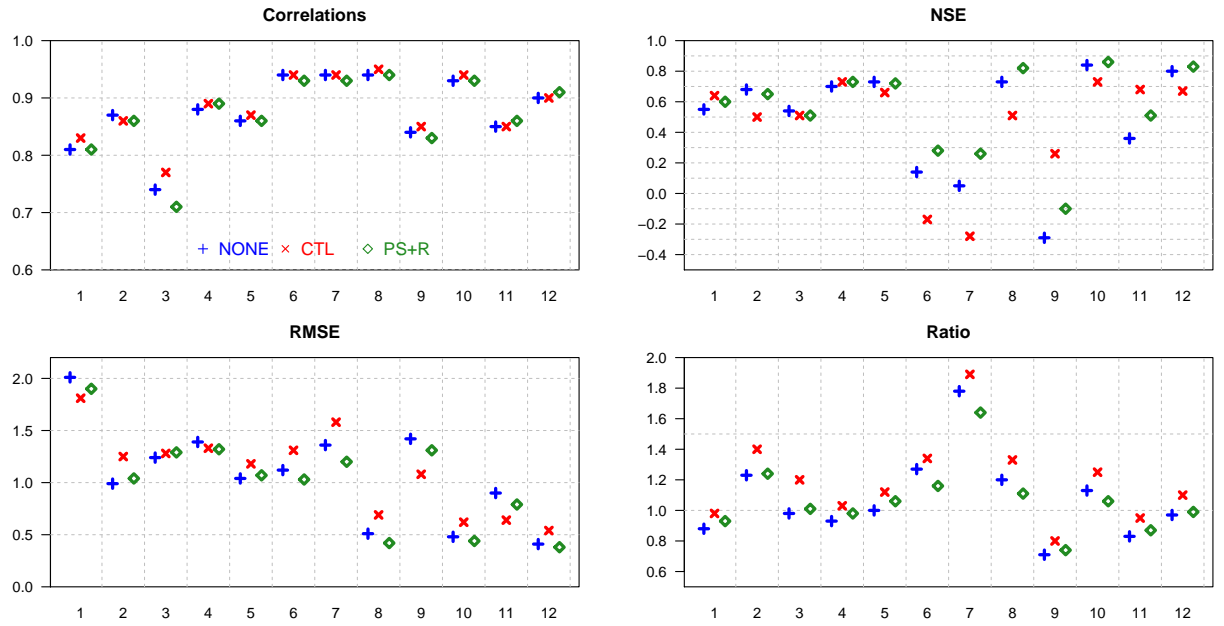


FIGURE 3.9 – Scores (corrélations, NSE, RMSE et Ratio) des simulations NONE, CTL et PS+R calculés sur les séries de débits mensuelles des 12 bassins versants sur la période commune entre les observations et les simulations (cf Fig. 3.4).

Les corrélations par bassins sont satisfaisantes (> 0.8) et montre que le choix de la paramétrisation d'ISBA_{CC} influence très peu la dynamique des débits, à l'exception du BV.3 où les corrélations sont légèrement plus faibles ($0.7 < r^2 < 0.8$) et la version PS+R dégrade par rapport à la version de CTL. Plus intéressant, les efficacités sont en fait très correctes pour 9 bassins sur 12, on note une amélioration notable avec la version PS+R pour les BV.2, 8, 10 & 12, mais dégradation pour les BV.9 & 11, et très peu de changement (< 0.05) pour les autres bassins. Le RMSE et les ratios allant de pairs, ils sont pour la plupart des bassins versants légèrement améliorés avec la version PS+R par rapport à CTL. Notons que les scores ont tendances à s'améliorer avec la taille de l'aire de drainage (de 1 à 12), ce qui peut laisser supposer que le modèle de routage TRIP pénalise en partie l'évaluation du ruissellement total simulé par ISBA_{CC}.

Sur les BV. 6 & 7 situés au Sud Est de l'Amazonie, les efficacités restent médiocres quelle que soit la version utilisée : on passe respectivement de -0.17 et -0.27 pour le CTL à 0.26 pour PS+R. Les RMSE et les ratios s'en trouvent également améliorés. Sur ces deux bassins qui drainent les fleuves Tapajós et Xingu (sud est de l'Amazonie), CTL surestime le débit de crue (Fig. 3.10), conduisant à des efficacités médiocres. A l'inverse, à Santo Antônio do Içá, PS+R dégrade les scores en augmentant le taux d'évaporation alors que CTL sous estime déjà le débit.

Ainsi, sur la plupart des bassins versants les scores sont très acceptables, PS+R améliore légère-

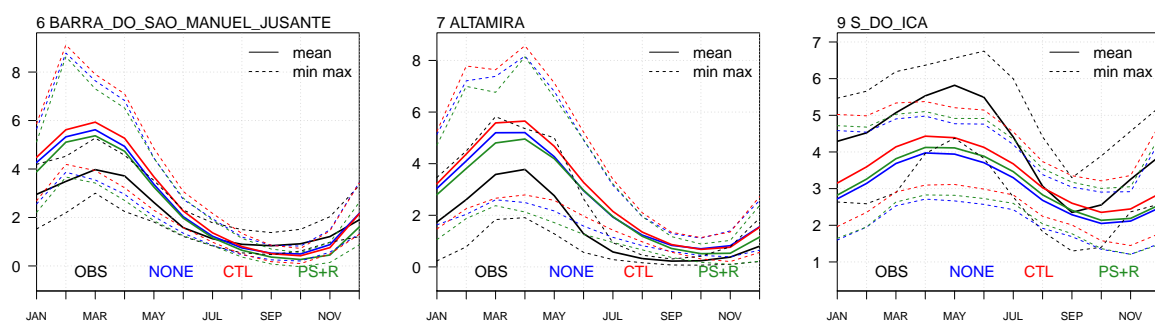


FIGURE 3.10 – Cycles annuels moyen des débits mm/d pour les trois bassins présentant des scores médiocres

ment les débits par rapport à CTL. Notons que ces scores calculés sur les moyennes mensuelles diffèrent très peu de ceux calculés sur les séries journalières. ISBA surestime les débits des BV situés au sud (BV.6 & 7) et sous estime ceux des BV. situés à l'ouest (BV. 9 & 11). Les débits étant principalement contrôlés par les précipitations, il est tentant d'incriminer la qualité du forçage (précipitation GPCC). Sans vouloir faire un amalgame entre quantité et qualité, le nombre de stations météorologiques utilisées par bassin versant (et normalisé par la taille du bassin) donne une première indication de la qualité du forçage (fig. 3.11).

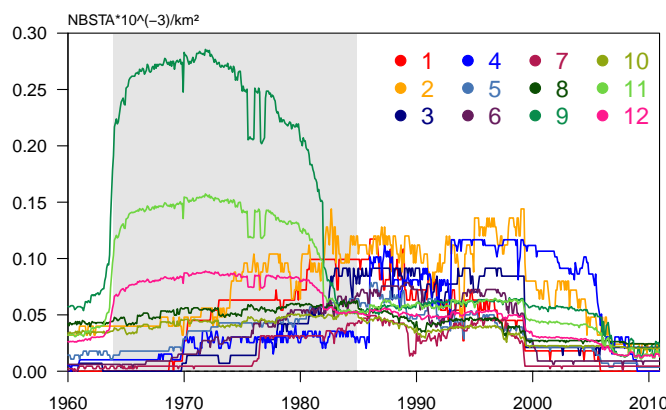


FIGURE 3.11 – Densité du nombre de stations (droite).

Pour les bassins versants drainant le Sud-Est de l'Amazonie, il y a effectivement peu de stations (une dizaine en moyenne sur la période des débits observés), et notamment après les années 2000 où il n'y a que deux stations météorologiques en fonctionnement sur ces bassins. En revanche, les bassins 9 & 11, sont ceux où il y a incontestablement la plus grande densité de stations (les mesures de débits ont commencé dans les années 70 pour ces deux bassins). L'explosion (puis la diminution) du nombre de stations sur ces 2 bassins illustre peut-être les effets collatéraux positifs de la dictature militaire brésilienne (1964 - 1985, période grisée). En outre des scatter-plots des scores versus le nombre de stations GPCC n'indiquent pas de lien fort entre ces deux variables. Incriminer le forçage ne semble donc pas vraiment pertinent. Concernant l'Est, on peut supputer que la mauvaise représentation des processus montagneux due à la faible résolution de la topographie andine dans ISBA_{CC} pourrait expliquer la sous estimation du débit à Santo Antônio do Içã. Dans le Sud, il est possible que les perturbations anthropiques, comme l'irrigation particulièrement importante dans le cerrado le long du rio Xingu, qui n'est pas prise en compte par TRIP, viennent modifier les débits.

3.3.2 Évapotranspiration

La version sans le cycle du carbone (NONE) sous estime légèrement l'évapotranspiration par rapport à l'estimation de Jung et al. (2011) en moyenne annuelle (2.8 vs 3 mm/d) (fig. 3.12). CTL sous estime fortement l'évapotranspiration MTE sur la forêt, biais qui est minimisé avec la version PS+R. Le pattern (structure spatiale) simulé est cohérent avec les observations bien qu'ISBA_{CC} tende à surestimer légèrement E sur les Andes, notamment en saison humide (DJFM) (fig. 3.12).

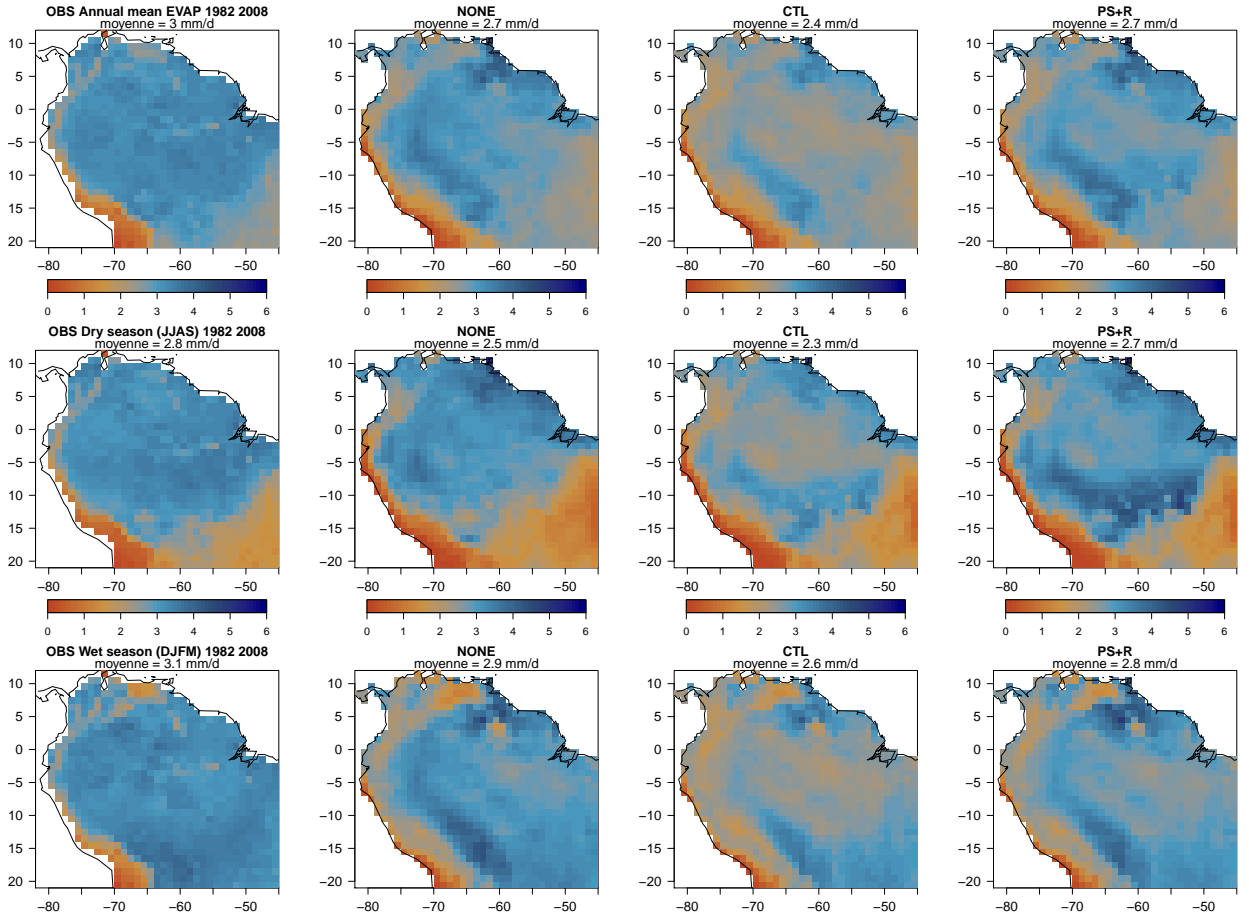


FIGURE 3.12 – Évapotranspiration (mm.d^{-1}) moyenne observée (Jung et al., 2011) et simulée par ISBA_{CC} avec les versions NONE, CTL & PS+R, sur la période 1982 - 2008 en moyenne annuelle et pour les mois JJAS et DJFM. La moyenne des évapotranspirations calculée sur l'ensemble de la zone cartographiée est indiquée.

Pour les biais, la forte sous estimation ($\simeq 20\%$) systématique de l'évapotranspiration par la version CTL est bien améliorée par les modifications apportées dans la version PS+R où le biais moyen est de $\simeq 9\%$, mais reste plus important qu'avec la version NONE ($\simeq 7\%$). Ces résultats expliquent la réduction du biais positif des débits simulés par CTL relativement à PS+R. En points de grille, la version PS+R montre une amélioration des corrélations (Fig. 3.14) et des biais sur l'Amazonie, particulièrement où le PFT6 est dominant.

3.3.3 Δ TWS

Le pattern (fig. 3.15) et la variabilité (fig. 3.16) des variations des stocks d'eau totaux mesurées par GRACE sont très correctement représentés par ISBA_{CC}, quelle que soit la version utilisée. On remarque quand même une sous estimation sur les Andes et une surestimation dans le Sud

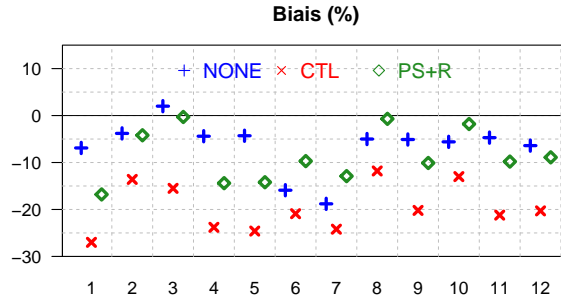


FIGURE 3.13 – Biais des simulations NONE, CTL et PS+R calculés pour les 12 bassins versants à partir des évaporations mensuelles de 1982 à 2008 moyennées sur chaque bassin versant.

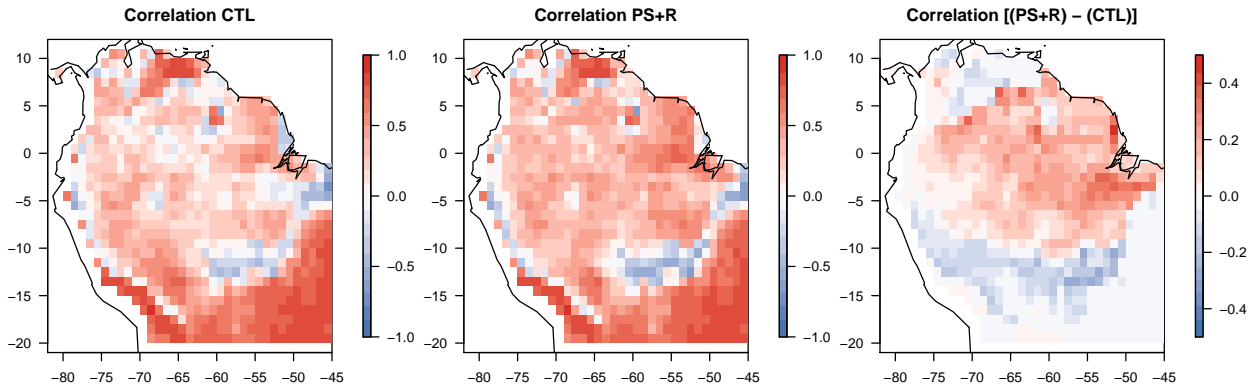


FIGURE 3.14 – Carte des corrélations temporelles des évapotranspirations calculées par point de grille sur la période 1982 - 2008 entre les observations (Jung et al., 2011) et les simulations CTL et PS+R. La différence des corrélations entre PS+R et CTL est cartographiée à droite.

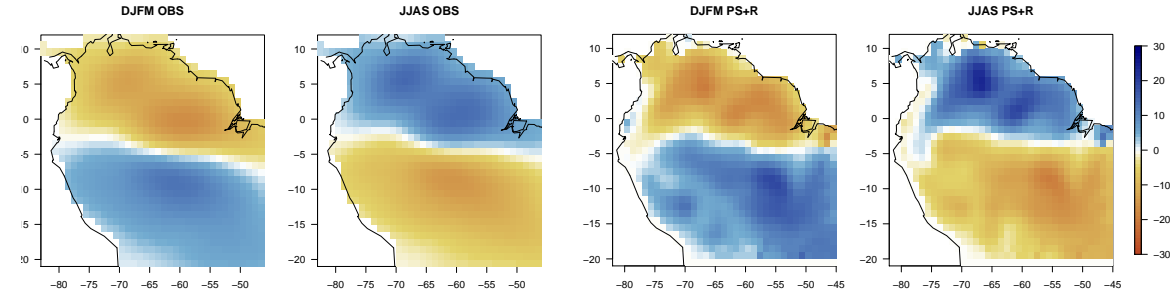


FIGURE 3.15 – Moyennes saisonnières de 2003 - 2010 du ΔTWS (cm) observé par GRACE et simulé par ISBA_{CC} (version PS+R).

du bassin du ΔTWS sur la saison DJFM, cohérentes avec la moins bonne représentation des débits et de l'évapotranspiration sur ces deux régions comme évoqué précédemment. Aussi, et bien qu'un filtre gaussien identique à celui appliqué aux observations soit utilisé pour traiter les sorties d'ISBA_{CC}, le signal GRACE est spatialement plus dilué que dans le modèle. En terme de dynamique (fig. 3.16), sur le bassin amazonien (BV.12), le ΔTWS est sans surprise > 0 pendant la saison humide et < 0 pendant la saison sèche, ce que reproduit bien ISBA_{CC}. La version PS+R semble mieux capturer les amplitudes saisonnières, et donc la variabilité interannuelle, que le CTL. Par exemple, les sécheresses de 2005 et 2010 qui sont capturées par GRACE, sont mieux représentées par PS+R que CTL, même si PS+R surestime le déficit d'eau en 2005, et le sous estime en 2010. La question de la réponse du modèle aux sécheresses sera vraiment abordée dans le deuxième volet de ce manuscrit.

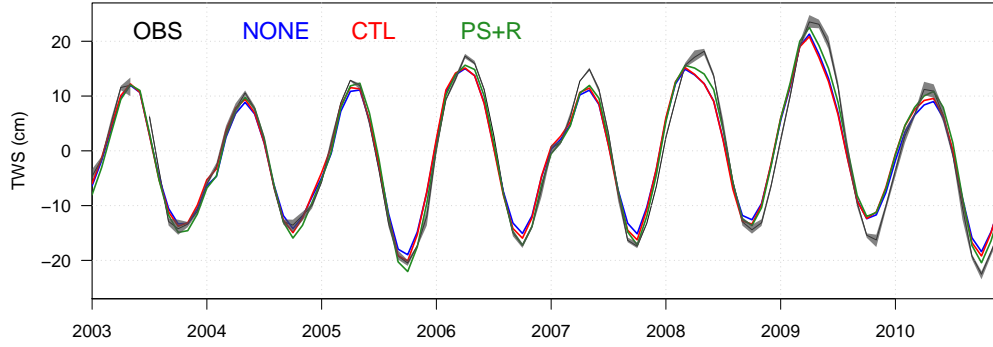


FIGURE 3.16 – Series mensuelles des anomalies TWS de 2003 à 2010 observées (spread entre GFZ, CSR et JPL) et simulées (versions NONE, CTL et PS+R) moyennées sur le bassin versant de l’Amazonie (BV12).

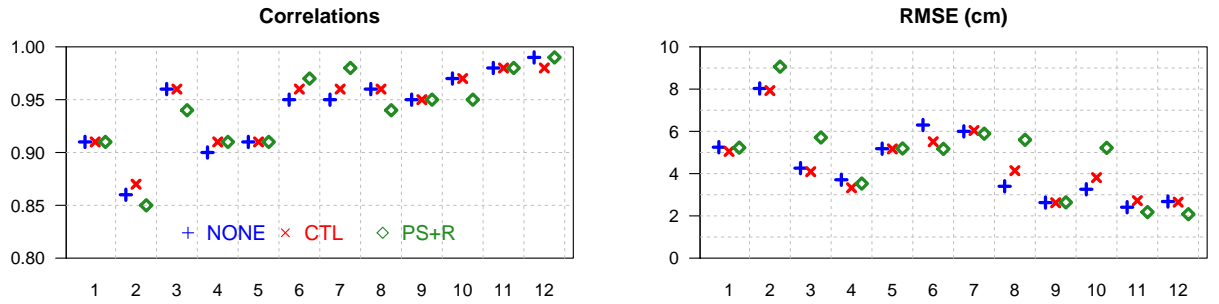


FIGURE 3.17 – Scores (correlations, NSE, RMSE et Ratio) des simulations NONE, CTL et PS+R sur les Δ TWS mensuels des 12 bassins versants calculés sur la période 2003 - 2010.

Si l’on regarde les scores par bassin versant, la version PS+R n’améliore pas systématiquement les corrélations et les RMSE des Δ TWS, mais ils sont très raisonnables et assez logiquement dépendants de la taille du bassin versant considéré (fig. 3.17).

3.4 Évaluation orientée végétation

3.4.1 GPP

Comme expliqué dans la partie méthodologie, la GPP est déduite des mesures de NEE des tours de flux spatialisées à l’échelle globale, au pas de temps mensuel et sur la période 1982 – 2008 (Jung et al., 2011). A première vue, la GPP observée semble très homogène dans l’espace et montre peu de variations saisonnières sur la forêt tropicale. Au Sud, en lien avec une saison sèche plus marquée dans cette région, et d’autres types de végétation, le cycle saisonnier est plus prononcé (Fig. 3.18). ISBA_{CC} représente bien la différence de comportement de l’assimilation entre la forêt tropicale et les autres types de végétation (diagonale -65 S – 5 N), car elle est la conséquence d’un changement de PFT imposé par la base de donnée ECOCLIMAP. En revanche le modèle surestime fortement la GPP. Résultat peu surprenant pour la version de CTL, car cohérent avec les simulations in situ. Dans une moindre mesure, la version PS+R surestime également la GPP par rapport à l’estimation de Jung et al. (2011).

Comme la région amazonienne présente une certaine hétérogénéité spatiale climatique, on a considéré 3 sous régions, l’Ouest amazonien (WA), l’Est (EA) et le Sud (SAB), matérialisées sur la fig. 3.18, pour évaluer au mieux la saisonnalité de la GPP. La version CTL et, dans une

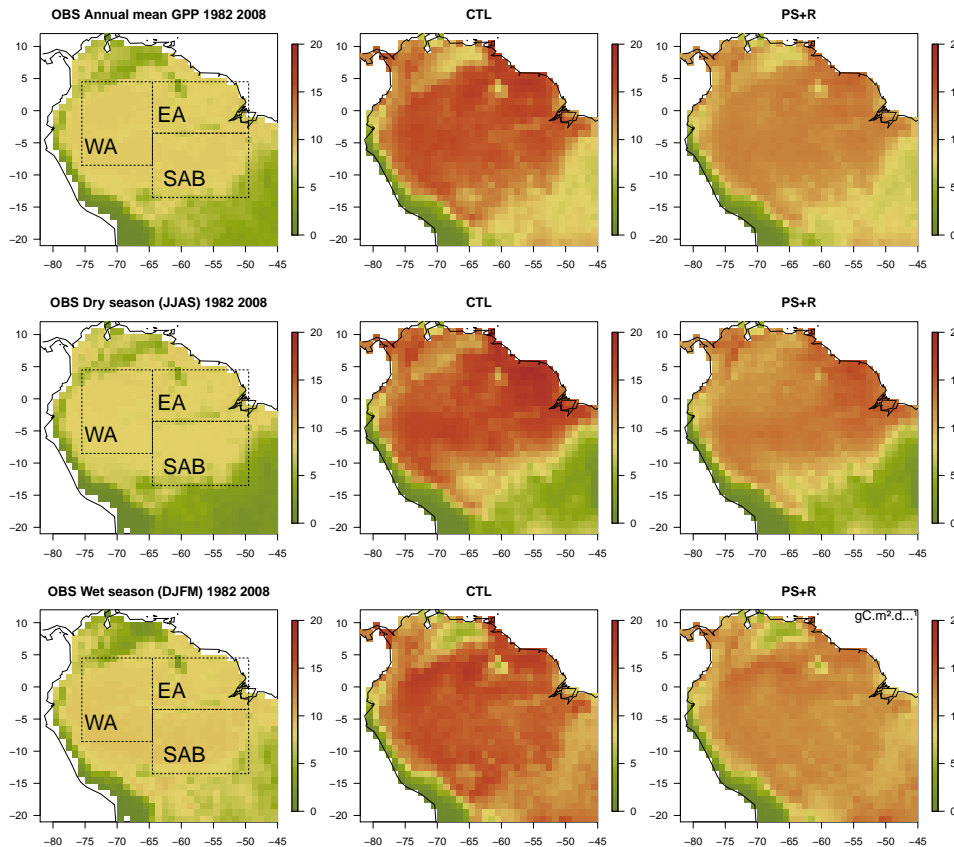


FIGURE 3.18 – Moyennes annuelles et saisonnières des GPP observées (Jung et al., 2011) simulée (version CTL et PS+R) calculées sur la période 1982 - 2008)

moindre mesure la version PS+R, surestiment les estimations de la GPP de Jung et al. (2011) sur l'Amazonie (fig. 3.19). Notons que les LSMs tendent en général à surestimer la GPP (Jung et al., 2011). En outre, la saisonnalité est très moyennement représentée sur la partie WA avec des corrélations autour de 0.55, et est mal capturée pour la partie orientale de la forêt, où le cycle simulé est inversé par rapport à celui observé (corrélations négatives). Au sud, le cycle simulé est retardé par rapport aux observations (minimum en août contre juin dans les observations), et plus ample. De manière générale, les corrélations moyennées par région restent faibles.

Les corrélations par point de grille illustrent bien la difficulté que peut avoir ISBA_{CC}, quelle que soit la version utilisée, à simuler la saisonnalité de la GPP sur la forêt amazonienne (fig. 3.19). Il semblerait que si la version PS+R améliore les corrélations sur la partie nord du bassin amazonien, elle les dégrade sur la partie sud. Le cycle saisonnier étant peu marqué, les corrélations sont volatiles. De plus, comme expliqué dans la partie méthode, sous les tropiques, le produit MTE est peu fiable, et il semble assez prudent de ne pas trop se focaliser sur les corrélations. En revanche, le SWd important (cf partie 3.1.2) peut être avancé comme une hypothèse expliquant la surestimation de la GPP avec la version PS+R, car en in situ les biais (cf. fig 2.8) sont raisonnables comparés aux incertitudes dans les observations.

3.4.2 LAI

Comme explicité dans la partie méthode, le LAI3g (Zhu et al., 2013) ne semble guère adapté pour évaluer la variabilité interannuelle du LAI simulé par ISBA_{CC} (fig 3.5). Il en est de même pour la valeur absolue du LAI3g, qui est très probablement sous estimée, et à l'instar d'autres modèles (Zhu et al., 2013), ISBA_{CC} surestime également le LAI3g. En outre, bien que la GPP

3.4. Évaluation orientée végétation

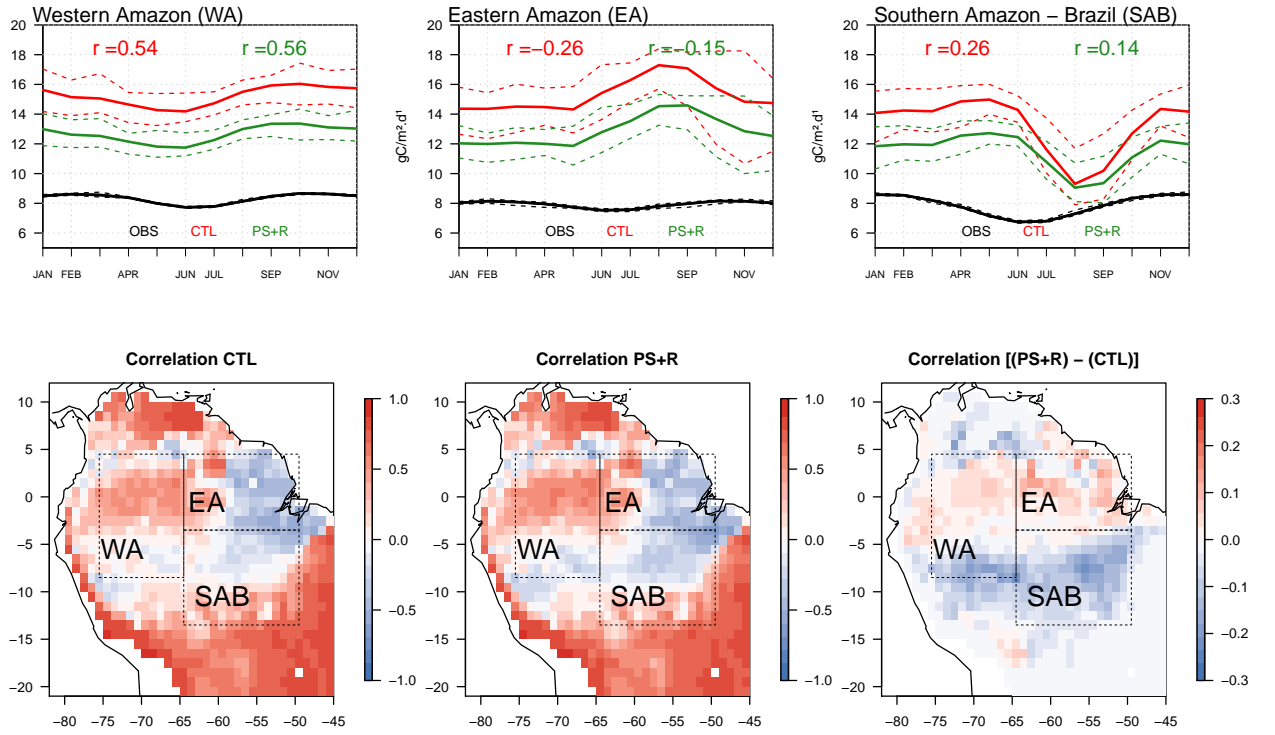


FIGURE 3.19 – Cycles saisonniers de la GPP observées et simulées calculés sur la période 1982-2008 et moyennés sur les 3 régions amazoniennes (haut). Carte des corrélations temporelles de la GPP calculées par point de grille sur la période 1982 - 2008 entre les observations (Jung et al., 2011) et les simulations CTL et PS+R. La différence des corrélations entre PS+R et CTL est cartographiée à droite (bas).

simulée par PS+R est moindre comparée à celle du CTL, les LAI simulés par les deux simulations sont sensiblement similaires car le SLA a également été modifié en accord avec des valeurs mesurées sur sites.

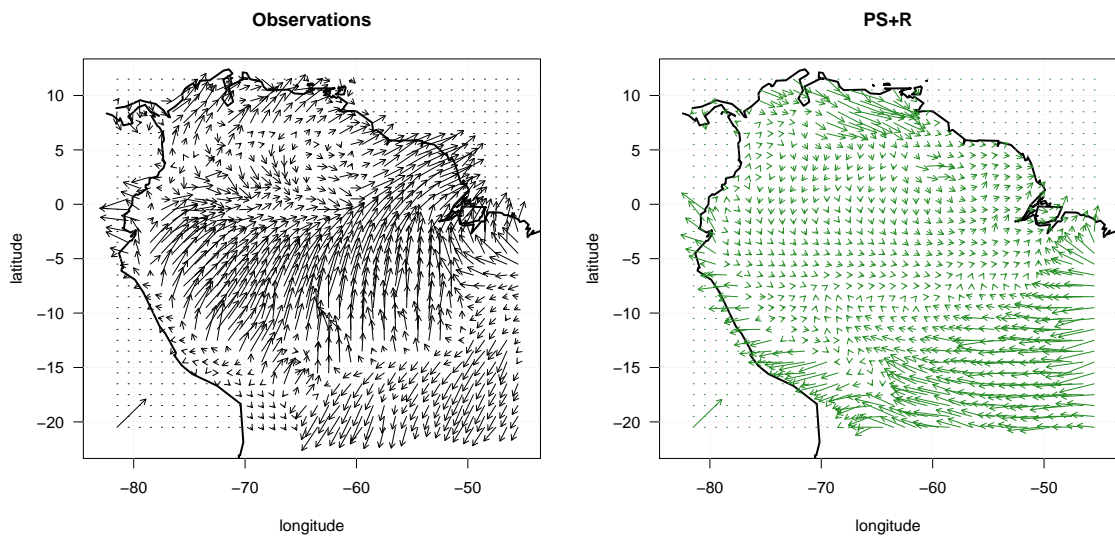


FIGURE 3.20 – Saisonnalité moyenne du LAI3g satellitaire et simulé (PS+R) se 1982 à 2010. Les flèches vers le nord indiquent un pic de LAI3g au mois de juillet, et vers l'est un pic au mois d'octobre. La longueur des vecteurs est proportionnel à l'amplitude du cycle, une amplitude de 1 point est indiquée par la référence en bas à gauche.

Sur l'ensemble de la forêt amazonienne le cycle saisonnier du LAI observé est assez marqué dans les produit LAI3g (fig. 3.20) ; avec une augmentation du LAI qui correspond souvent au début de saison sèche d'environ 1.3 point sur la forêt amazonienne. (Silva et al., 2013, fig. 6) montrent que le NDVI3g (à partir duquel est calculé le LAI3g), est principalement piloté par le rayonnement. Si le modèle semble également décaler le pic de LAI de quelques mois, au vu de l'amplitude quasi nulle du LAI simulé il semble peu pertinent de s'attarder sur les variables qui pilotent le LAI dans ISBA_{CC}. Ce résultat est illustré ici avec la version PS+R, mais notez que la version CTL montre un comportement sensiblement identique.

3.4.3 AGB

Afin de comparer les simulations d'ISBA_{CC} aux observations in situ mesurées à un instant t , la campagne de mesures s'étalant sur la dernière décennie, nous avons pris la moyenne de la biomasse aérienne simulée de 2000 à 2010, ce qui n'influence en aucun cas la comparaison au regard du comportement quasi statique de la biomasse aérienne simulée par ISBA_{CC}. Aussi, afin de se focaliser sur les forêts tropicales, nous avons gardé uniquement les sites sur lesquels au moins 30% du point de grille correspondant est couvert du PFT6 (fig. 3.6).

La version CTL tend à sous-estimer les mesures in situ de biomasse aérienne RAINFOR (fig. 3.21). La surestimation de la GPP associée à un transfert suspecté trop faible entre la biomasse et le carbone du sol et/ou la non prise en compte des perturbations telles que des feux de forêts peut partiellement expliquer la surestimation de la biomasse aérienne dans le cas de la simulation PS+R. En outre, il est possible que les trois sites (Manaus, Caxiuana et Tapajos) utilisés pour la calibration d'ISBA présentent une forte biomasse et ne soient pas nécessairement représentatifs de l'ensemble de la forêt (Malhi et al., 2009b).

La modification des fonctions de respiration (PS+R) autorise ISBA_{CC} à simuler plus de stock de carbone. Cependant PS+R simule une surestimation de la biomasse aérienne et une sous estimation des stocks de carbone du sol. Les ratios respiration/stocks (cf. 2.5) carbone par réservoir ont permis de montrer que le taux de carbone respiré dans ISBA PS+R était consistant avec ceux observés, incriminant de fait les turnovers imposés au modèle. En outre, la surestimation de la GPP associée à un transfert suspecté trop faible entre la biomasse et le carbone du sol peut partiellement expliquer la surestimation de la biomasse aérienne dans le cas de la simulation PS+R.

Par ailleurs, les observations RAINFOR montrent un gradient de biomasse aérienne Sud Ouest – Nord Est (fig. 3.21), cohérent avec les gradients de densité du bois et de turnover observés (Baker et Phillips, 2004; Quesada et al., 2012), imposés par les conditions climatiques et limitations édaphiques (Phosphore) (Quesada et al., 2012). Ce gradient n'apparaît pas dans les observations déduites de mesures satellitaires de Saatchi et al. (2011) et Baccini et al. (2012), car elles ne prennent pas en compte les variations régionales des paramètres clés utilisés dans les équations allométriques (Mitchard et al., 2014). Dans le cas d'ISBA, le pattern de biomasse aérienne est pilotée par le type de PFT, les conditions climatiques, et dans une moindre mesure par les cartes de textures et de matières organiques imposées, il n'y a donc pas de contrainte nutritionnelle imposée au modèle qui pourrait changer les turnovers, et donc la biomasse aérienne.

3.4.4 Bilan des flux carbone

En dépit d'une assimilation brute moindre simulée par la version PS+R par rapport à la version CTL (fig. 3.19), la forêt amazonienne simulée par PS+R est un puits de carbone (en moyenne annuelle sur la période 1981-2010) plus important qu'avec la simulation CTL (fig. 3.22), ce qui

3.4. Évaluation orientée végétation

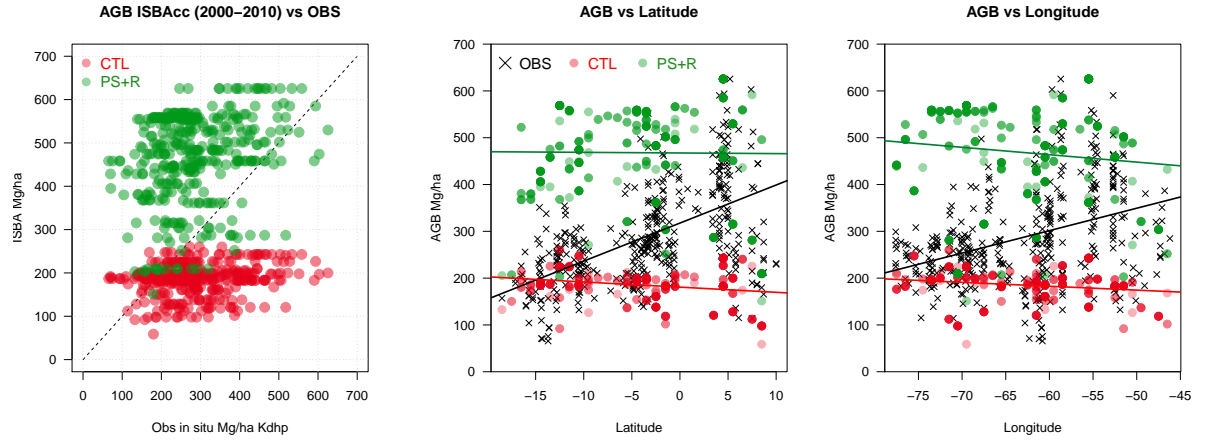


FIGURE 3.21 – Biomasse aérienne simulée (CTL & PS+R) vs observée (fig. 3.6) (gauche) et versus longitude et latitude

semble cohérent sur le signe avec les estimations établies à partir d'observations.

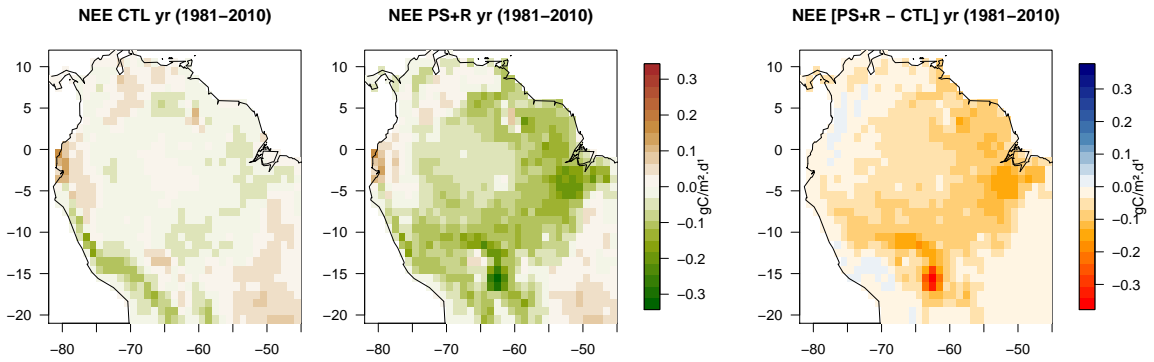


FIGURE 3.22 – Carte des NEE ($\text{gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$) annuelles moyennes calculées sur la période 1981-2010 simulées avec les versions CTL et PS+R et différence

En effet, la nouvelle description des respirations autotrophes diminue plus fortement R_A que la modification des paramètres photosynthétiques ne diminue la GPP (fig 3.23). Ainsi, la production primaire nette (NPP) est plus importante (en valeur absolue) avec la version modifiée qu'avec CTL. Néanmoins, comme la biomasse simulée est plus importante avec PS+R, et que les temps de résidence du carbone n'ont pas été modifiés, PS+R simule également des réservoirs de litière et de carbone du sol plus importants. La respiration hétérotrophe s'en trouve fatalement augmentée, mais ne vient pas pour autant complètement compenser la diminution de R_A . C'est pourquoi la version PS+R, après spin-up, conduit la forêt amazonienne à stocker du carbone, contrairement à la version CTL où environ 90% du carbone assimilé était respiré par la biomasse.

En terme de saisonnalité, les observations manquent cruellement pour réellement évaluer ISBA. Néanmoins, un récent papier (Rowland et al., 2014) décrit en détail les flux de carbone in situ (GFG 5°16 N, 52°16 W) dans l'Est de l'Amazonie. De manière qualitative, la saisonnalité des flux simulés par ISBA dans l'est de l'Amazonie est cohérente avec leurs conclusions en Guyane, à savoir, une augmentation de la GPP, du CUE et du stockage de carbone (augmentation de la NPP et diminution de la NEE) en saison sèche. En outre on représente assez bien la diminution de R_H en saison sèche (en lien avec la diminution de l'eau du sol) qui domine l'augmentation modérée de R_A (fig. 3.23). Par manque de temps, un bilan quantitatif n'a pas pu être réalisé,

mais serait très informatif pour réellement statuer sur la représentation des flux de carbone dans ISBACC.

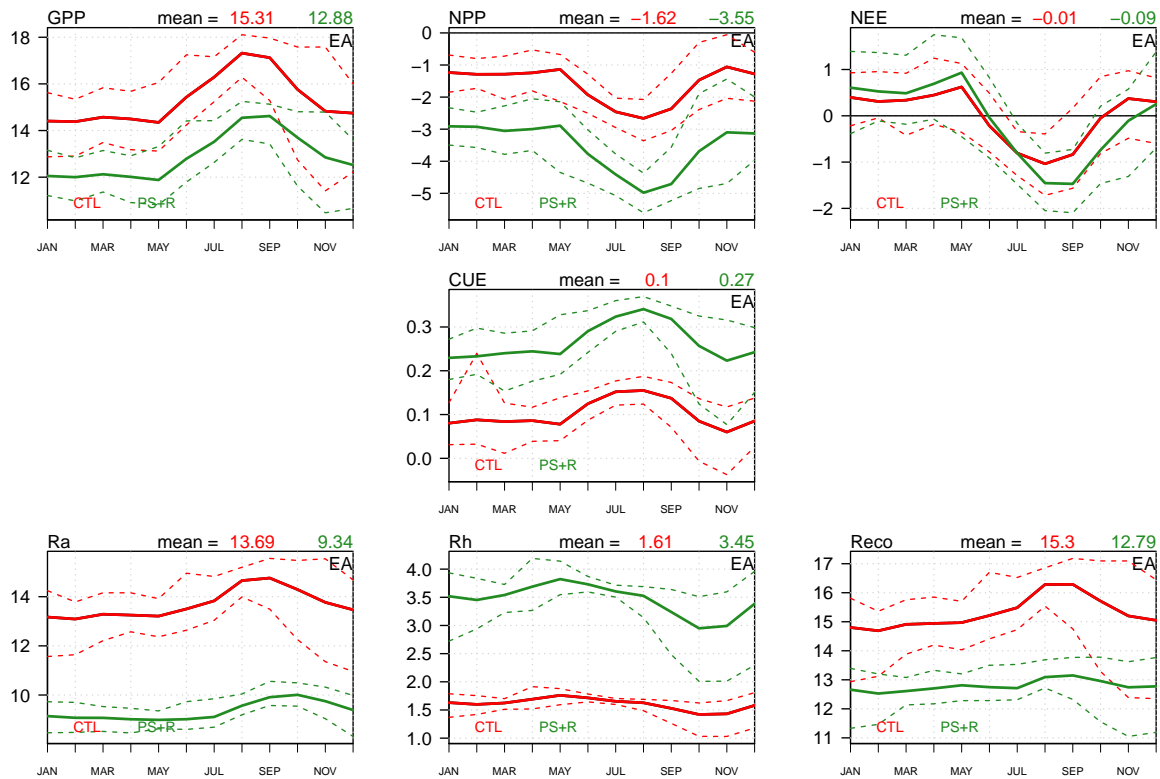


FIGURE 3.23 – Cycles annuels moyens enveloppés des minima et maxima mensuels sur la boîte EA des GPP, NPP, NEE, CUE, Ra, Rh et Réco calculés sur la période 1981 - 2010 simulées avec les versions CTL et PS+R. Les variables sont en $\text{gC.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$ sauf le CUE qui est sans unité

SYNTHÈSE DE LA PREMIÈRE PARTIE

Les échanges d'énergie, d'eau et de carbone entre la surface continentale et l'atmosphère sont étroitement couplés au fonctionnement de la biosphère. La régulation de ces échanges par la végétation est cruciale, et l'Amazonie, de par sa taille, peut influencer le climat à l'échelle globale. L'étude de ces interactions passe nécessairement par la modélisation de surface. Cette première partie de la thèse a pour objet l'évaluation de la représentation des flux et des stocks d'eau et de carbone en Amazonie par $ISBA_{CC}$, le modèle de surface du CNRM, qui n'avait pas été évalué sur ce biome.

On a dans un premier temps évalué la version de CTL sur quelques sites, en contraignant au mieux le modèle par des observations in situ. Cette première analyse a permis de mettre en évidence une mauvaise répartition entre le flux de chaleur latent et de chaleur sensible, avec une forte sous estimation systématique ($\approx 30\%$) du flux d'évapotranspiration, confirmée à l'échelle régionale par une surestimation quasi systématique des débits, ce que ne simulait pas la version sans carbone. En revanche la saisonnalité du cycle hydrologique est raisonnablement représentée. En outre, si la quantité de carbone assimilée semble raisonnable, la saisonnalité reste très discutable comparée à la reconstruction de la GPP estimée à partir des mesures des tours de flux. Néanmoins, la saisonnalité des flux de carbone fait encore débat dans la communauté. On a également mis en évidence une sous estimation importante de la biomasse, liée à une respiration des feuilles largement surestimée.

En conséquence, on a modifié la paramétrisation du couplage eau/carbone, l'assimilation maximale et le SLA en s'appuyant sur des observations in situ et les fonctions de respiration des réservoirs autotrophes d' $ISBA_{CC}$. La version ainsi modifiée (PS+R) permet de corriger les biais d'évapotranspiration et des débits, sans dégrader la dynamique, et se comporte comme la version NONE, mais en permettant de simuler le couplage entre le cycle de l'eau et le cycle du carbone. La quantité de biomasse aérienne résultante semble néanmoins surestimée, non pas que les respirations implémentées soient inadéquates car cohérentes avec les observations, mais en raison de la faiblesse des turnovers. Cette partie met également l'accent, d'une part sur l'importance du forçage atmosphérique, et d'autre part sur les limites de l'évaluation du cycle du carbone, notamment à l'échelle régionale, car les observations font cruellement défaut.

La partie suivante relève toujours de l'évaluation, avec une approche en deux temps (in situ puis échelle régionale), mais s'intéressera particulièrement à la réponse de la végétation à un stress hydrique, question dont l'importance est probablement amenée à croître au cours du 21^{ème} siècle en raison de l'effet escompté du réchauffement global sur l'hydrologie et la végétation du bassin amazonien.

Deuxième partie

Réponse de la forêt amazonienne aux sécheresses

De la définition à la modélisation des sécheresses

Les sécheresses sont des manifestations de la variabilité climatique naturelle dont les conséquences peuvent être catastrophiques : les réserves en eau s'épuisent, les sols s'assèchent et les rendements agricoles s'écroulent. Nos sociétés sont vulnérables aux sécheresses, bien que d'une région à une autre, les enjeux et les conséquences ne sont pas nécessairement identiques. Pour exemple récent (et contrasté) citons la sécheresse de 2012 aux Etats-Unis qui a déclenché un conflit entre foreurs et agriculteurs pour répondre aux besoins soit de la fracture hydraulique, soit de l'irrigation. En 2011 et 2012 les sécheresses en Somalie et en Afrique de l'ouest ont déclenché famines et exodes de masse. De manière pragmatique, les sécheresses représentent le phénomène naturel le plus coûteux (Whilite et al. 2000 ; chap1). Ce tableau noir motive fortement l'étude des sécheresses suivant le leitmotiv : mieux comprendre pour mieux anticiper.

Il peut dès lors sembler paradoxal de s'intéresser aux sécheresses en Amazonie, une forêt tropicale humide, peu peuplée, difficilement accessible et dont la principale richesse est la biodiversité. Pourtant, un épisode de sécheresse extrême perturbe les cycles biogéochimiques (van der Molen et al., 2011; Reichstein et al., 2013), et peut avoir des répercussions à l'échelle globale (Zscheischler et al., 2014). Deux sécheresses sévères ont récemment touché l'Amazonie entraînant une diminution de la photosynthèse accompagnée d'une augmentation de la mortalité des arbres et des risques d'incendie. Le stock de carbone séquestré par la forêt s'en est trouvé diminué pendant ces deux années particulières. La possible augmentation de la fréquence des sécheresses en lien avec le réchauffement climatique pourrait potentiellement faire basculer la forêt amazonienne d'un puits à une source de carbone, ayant par conséquent des rétroactions positives sur l'effet de serre (Malhi et al., 2008; Lewis et al., 2011; Gloor et al., 2012; Gatti et al., 2014). C'est dans ce contexte que la question de la vulnérabilité de l'Amazonie aux épisodes de sécheresse prend tout son sens, et la modélisation vient comme outil pour mieux comprendre les mécanismes et les interactions mis en jeu et réaliser des projections aussi fiables que possible.

Ce chapitre introductif fait brièvement l'état de l'art sur les sécheresses et la modélisation de la réponse de la végétation dans les modèles de surface, suivant une approche très classique. Dans un premier temps, on s'intéressera à la définition et à la caractérisation des sécheresses, étape nécessaire à leur étude. S'en suivra un rapide tour d'horizon de la réponse de la végétation en s'attachant à décrire les mécanismes clés qui jouent sur le cycle de l'eau et du carbone et de la représentation de ces processus dans les modèles de surface. Si les projections futures seront abordées à demi mots, cette partie s'intéresse principalement à la période 1948 - 2010, mais l'étude des projections et de leurs incertitudes associées font l'objet du troisième volet de la thèse.

1.1 Définition et caractérisation des sécheresses

Les sécheresses se définissent par un déficit en eau dans une ou plusieurs composantes du bilan hydrique (éq. 1.3). On distingue usuellement trois types de sécheresse selon le réservoir affecté. Les *sécheresses météorologiques* se caractérisent par un déficit pluviométrique (i.e. des précipitations inférieures à la normale) souvent déclenchées par des anomalies persistantes de grande échelle des températures de surface de la mer (SST *Sea Surface Temperature*). Lorsque la réserve en eau utile du sol est en déficit, on parlera alors de *sécheresse agronomique* et lorsque les réservoirs hydrologiques ne sont pas reconstitués, les débits s'en trouvent affectés et on parlera alors de *sécheresse hydrologique* (Dai, 2011). Outre cette discrimination sémantique, ces trois types de sécheresses sont évidemment liés, les sécheresses météorologiques déclenchant souvent des sécheresses agronomiques, des sécheresses hydrologiques s'en suivent si les anomalies persistent. Une sécheresse se caractérise par son intensité, qui se mesure par l'écart à la normale d'un ou plusieurs paramètres (précipitations, niveaux des réservoirs, humidité des sols), sa durée (du mois à plusieurs dizaines d'années pour les cas les plus extrêmes) et son étendue spatiale.

1.2 Sécheresses en Amazonie : historique

En Amazonie, l'alternance de saison sèche et saison humide, autrement dit le cycle annuel des précipitations, est principalement contrôlé par le déplacement saisonnier de la Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ). D'autre part, la variabilité interannuelle des précipitations est étroitement liée au régime des SST de l'Atlantique et du Pacifique notamment via l'ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) (Richey et al., 1989; Meggers, 1994; Marengo, 1992; Uvo et al., 1998; Foley, 2002; Li et al., 2011). Aussi, le bassin amazonien connaît régulièrement des extrêmes de précipitations, comme les sécheresses des années 1966/1967, 1979/1980, **1983**, 1992, **1997/1998** qui ont principalement affecté le Nord Est du bassin amazonien. (fig. 1.1).

En **2005**, une sécheresse sévère fut principalement attribuée à de fortes anomalies chaudes ($> 2^{\circ}\text{C}$) des SST de l'océan tropical atlantique nord (TNA) (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008b; Yoon et Zeng, 2009). Un fort déficit des précipitations de décembre 2004 à février 2005 sur la partie Sud et Ouest du bassin amazonien (fig. 1.1) a entraîné des minimales records sur les débits des fleuves amazoniens du Sud et de l'Ouest entre mai et juillet (Marengo et al., 2008a). Comme ces faibles débits n'ont pas été compensés par des débits plus forts que la normale dans la partie nord du bassin, le débit à Obidos, qui intègre l'ensemble du bassin hydrographique amazonien, enregistre une anomalie négative en 2005, conséquence de cette sécheresse étendue sur près de 2 millions de km^2 .

Bien que la sécheresse de 2005 fût qualifiée de *sécheresse du siècle* au vu de son intensité et de son étendue spatiale, celle que l'Amazonie a enduré en **2010** était bien plus intense et plus étendue encore, touchant plus de 3 millions de km^2 , soit près de 40 % de la forêt (Lewis et al., 2011; Potter et al., 2011). De nouveau, c'est principalement le Sud et l'Ouest (fig. 1.1) du bassin qui ont été concernés. Bien que déclenchée par un épisode El Niño (Pacifique), les anomalies positives des SST au niveau du TNA ont intensifié cette sécheresse (Marengo et al., 2011a). Cette fois, le fort déficit de précipitation a été enregistré entre juillet et septembre 2010, conduisant de nouveau à des débits minimaux records depuis le début du siècle dernier dans les mois qui ont suivi (Xu et al., 2011).

1.3 Vulnérabilité de la forêt amazonienne aux sécheresses ?

Si les données de précipitations associées aux données de débits et ΔTWS (Chen et al., 2009; Xavier et al., 2010; Frappart et al., 2012, 2013) permettent d'avoir une bonne idée du régime du

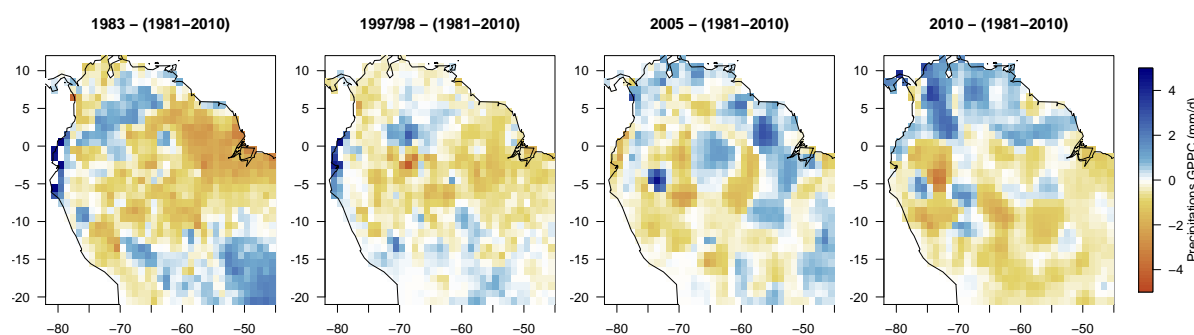


FIGURE 1.1 – Anomalies annuelles des précipitations GPCP pour les années 1983, 1997/98, 2005 & 2010 comparées à la moyenne annuelle sur 1981-2010

cycle hydrologique en 2005 et 2010, la réponse du cycle du carbone est plus délicate à estimer. Un premier article de Saleska et al. (2007) laissait à penser que lors de la sécheresse de 2005, l'assimilation de carbone n'avait pas été impactée. Les mesures de EVI (*Enhanced Vegetation Index*) du satellite MODIS montraient un «verdissement» de la forêt. L'hypothèse sous jacente avancée était, à l'instar des processus mis en évidence pendant la saison sèche, une redistribution hydraulique de l'eau du sol par les racines profondes (Nepstad et al., 1994; Oliveira et al., 2005), permettant ainsi aux arbres de ne pas être affectés par un assèchement superficiel. L'augmentation de l'assimilation pouvait s'expliquer par l'augmentation du rayonnement solaire, en lien avec une diminution de la couverture nuageuse. Avec un jeu de EVI réactualisé, Samanta et al. (2010) ne retrouvent pas cet effet de verdissement de la forêt induit par la sécheresse de 2005, qui serait lié à un artefact optique (Morton et al., 2014). D'autre part, le rôle des racines profondes semble également assez limité et ne peut contrecarrer le déficit provoqué par des sécheresses importantes (Markewitz et al., 2010). Ces résultats, s'ils sont plus cohérents avec d'autres études rapportant une augmentation de la mortalité des arbres (Phillips et al., 2009) et des feux de forêt (Aragão et al., 2007), ne résolvent pas pour autant la question de la réponse de la photosynthèse à une sécheresse, d'autant plus qu'une diminution de la photosynthèse ne se traduit pas nécessairement pas une diminution du LAI. Les indices de végétation tels que l'EVI & NDVI ne permettent pas de quantifier l'impact sur la NEE. En utilisant des mesures atmosphériques, Gatti et al. (2014) ont montré que le bilan carbone de la forêt, habituellement négatif (puits de carbone), fut neutre pour l'année 2010 en raison d'une forte diminution de la GPP et de feux de forêts importants. De plus, l'augmentation de la mortalité des arbres (Phillips et al., 2010; van der Molen et al., 2011) en 2010 risque d'avoir des impacts à long terme sur le cycle du carbone, notamment via une augmentation de la décomposition de la matière organique morte (Williamson et Laurance, 2000; Phillips et al., 2009; van der Molen et al., 2011). En effet, une sécheresse importante peut avoir des répercussions à long terme. D'une part, les arbres ne meurent pas brutalement. D'autre part, un fort taux de mortalité induit une forte augmentation de bois mort, la dégradation du bois mort peut s'étendre sur plusieurs dizaines d'années (Baker et al., 2007) et la partition entre le carbone rejeté dans l'atmosphère (via R_H) et stocké dans le sol est mal connue (Trumbore et Czimczik, 2008).

Depuis 2007, des mesures satellitaires de fluorescence chlorophyllienne (f_s), un proxy direct de l'activité photochimique, représentent une nouvelle opportunité pour l'étude du cycle du carbone. Ces mesures satellitaires, contrairement aux indices de végétation, donnent des informations directes sur l'assimilation de carbone de la canopée (Frankenberg et al., 2011, 2012; Guanter et al., 2012; Joiner et al., 2012, 2013), et montrent une forte sensibilité aux événements secs (Lee et al., 2013; Parazoo et al., 2013). Si les mesures par satellite de f_s sont très récentes, la f_s est bien connue des physiologistes et des biochimistes qui l'utilisent avec succès depuis des dizaines

années pour étudier la photosynthèse *in vivo* et *in vitro*, à court terme et à l'échelle cellulaire et moléculaire en réponse à des stimuli lumineux (PAM : Pulse Amplitude-Modulated) (pour review : Krause et Weis, 1991; Baker, 2008). Néanmoins, les satellites mesurent la f_s naturellement induite par le rayonnement solaire (et non par PAM), en outre le signal reflète le comportement de l'ensemble de la canopée à des échelles de temps saisonnières et pluri-annuelles. Aussi, le lien entre la f_s satellitaire et la GPP, bien que très prometteur, en est à ses balbutiements et nécessite encore des recherches (Porcar-Castell et al., 2014). Notons néanmoins que Lee et al. (2013) ont estimé, via les mesures GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite) de f_s , une réduction de 15% de la GPP pendant la saison sèche de 2010 par rapport à l'année 2009 liée à la sécheresse de 2010.

En dépit des fortes incertitudes associées aux observations du cycle du carbone, les récentes sécheresses soulignent la fragilité du rôle de puits de carbone que joue la forêt amazonienne à l'échelle globale (Aragão et al., 2014). Au regard de la difficulté à comprendre la réponse de la forêt amazonienne aux sécheresses à grande échelle, deux expériences de sécheresses artificielles (TFE Throughfall Exclusion Experiment) sur plusieurs années (fig 1.2) et sur 1 hectare ont été mises en place dans l'Est du bassin, à Caxiuaña et Tapajós (Nepstad, 2002; Meir et al., 2009; Meir et Woodward, 2010; da Costa et al., 2010). Accompagnées d'une batterie d'appareils de mesures, ces expériences viennent confirmer la diminution de l'évapotranspiration, de l'assimilation et du LAI (Fisher et al., 2006, 2007; Meir et al., 2009; Markewitz et al., 2010); de l'augmentation de la mortalité (da Costa et al., 2010) et du risque d'incendie en cas de sécheresse intense et prolongée. À Caxiuaña, Metcalfe et Meir (2010) rapportent une augmentation de R_A et peu de différence sur R_H , conduisant à une augmentation de R_{ECO} sur le site TFE par rapport au site de contrôle.



FIGURE 1.2 – Photo d'une expérience de sécheresse artificielle

1.4 Des processus physiologiques ...

Dans cette partie on s'intéresse particulièrement à la réponse de la végétation à un déficit en eau du sol, mais en conditions réelles ce déficit va souvent de pair avec une augmentation de la température de l'air et du VPD, dont les effets sont décrits section 1.1.3. Comprendre la réponse de la végétation est une étape nécessaire à l'exercice de modélisation.

1.4.1 Photosynthèse et transpiration

Les stomates régulent les flux d'eau et de carbone en réponse aux variations environnementales (Première partie, fig. 1.1) et répondent à une double contrainte : *maximiser l'assimilation tout en minimisant les pertes en eau*. En cas de stress hydrique, les stomates tendent à se fermer afin de préserver l'état hydrique de la plante. Mais l'entrée de CO_2 est physiologiquement et mécaniquement couplée à la sortie d'eau, aussi une fermeture totale des stomates induirait un arrêt de la photosynthèse nécessaire au métabolisme des plantes. La réponse des stomates, de l'assimilation et de la transpiration à un stress hydrique est souvent indirecte et fait intervenir

des processus physiologiques. Les processus prépondérants sont présentés de manière très simplifiée ci-dessous. Le but est double : comprendre la complexité des mécanismes de régulation mis en place en cas de sécheresse tout en isolant les effets dominants qui seront modélisés. Pour un état de l'art exhaustif voir notamment Lawlor et Cornic (2002), Flexas (2002); Flexas et al. (2006) ainsi que la synthèse bibliographique de la thèse de Damour (2008).

En réponse à un stress hydrique, on observe une diminution de la conductance stomatique g_s , de l'assimilation GPP et de l'évapotranspiration E déclenchés par des effets soit directs, soit indirects via la concentration en CO_2 intra cellulaire (C_i), le potentiel hydrique foliaire Ψ_f ou la conductivité hydraulique des vaisseaux conducteurs de la sève brute (xylème) K (fig 1.3).

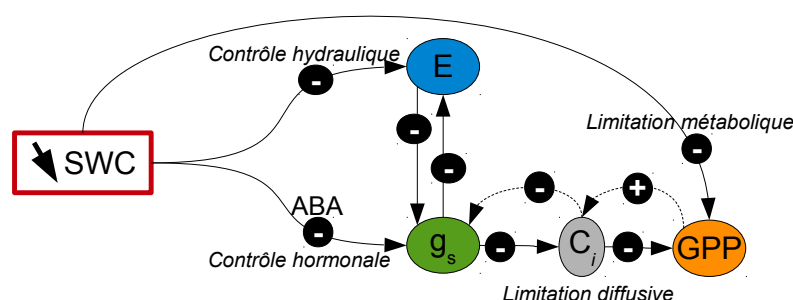


FIGURE 1.3 – Représentation schématique (et non exhaustive) de l'effet du stress hydrique sur la transpiration et la photosynthèse

Les stomates se ferment répondant quasiment instantanément (de l'ordre de la minute) à un contrôle hydraulique en réponse aux changements induits par le stress sur K , Ψ_f et E . Dans un deuxième temps (de l'ordre de la journée), un contrôle hormonal est mis en place, notamment car le stress hydrique perçu par les racines induit la synthèse d'Acide Abscissique (ABA) qui « transporte » le message « stress » aux feuilles et déclenche une cascade de réactions conduisant également à la fermeture des stomates. Le flux transpiratoire et l'entrée de carbone sont alors inhibés. C_i diminue, le substrat de la RubisCO devenant limitant, le taux de carboxylation est diminué. On parle de *limitation diffusive* qui se caractérise par une diminution de g_s (*i.e. limitation diffusive stomatique*) mais aussi de g_m (*i.e. limitation diffusive non stomatique*). En cas de stress, g_s et g_m (conductance mésophyllienne) ne co-évoluent pas nécessairement de manière linéaire. Notons également qu'en cas de stress prolongé et/ou intense, des *limitations métaboliques* participent à la diminution de l'activité photosynthétique. En outre, si g_s a un effet direct sur la photosynthèse via la diminution C_i induite par la fermeture des stomates, la diminution de la photosynthèse provoque une augmentation du C_i , ce qui conduit à renforcer la fermeture stomatique (Première partie fig. 1.1 effet négatif du CO_2 sur le contrôle des stomates). En outre, g_s et la photosynthèse sont également soumises à des régulations indépendantes, parfois antagonistes. Citons pour exemple l'activation de la synthèse d'éthylène en cas de stress hydrique, qui vient concurrencer l'action d'ABA pour assurer une ouverture minimale des stomates.

Néanmoins, plusieurs stratégies de réponse au stress sembleraient exister selon les espèces. On distingue usuellement deux types de stratégies (*isohydrique* et *anisohydrique*) suivant la théorie de Tardieu et Simonneau (1998), mais entre ces deux extrêmes, tous les degrés de sensibilité pourraient exister. Les espèces de type *isohydrique*, se définissent par le maintien de Ψ_f constant en cas de stress hydrique, la sensibilité des cellules de garde à l'ABA est inversement proportionnelle à Ψ_f . Ainsi, lorsque Ψ_f diminue, la sensibilité augmente, et la fermeture des stomates est rapide, limitant ainsi la diminution de Ψ_f . A l'inverse, chez les espèces *anisohydrique*, la

sensibilité est constante et donc, lorsque Ψ_f diminue, la fermeture des stomates est moins rapide. Cette description se rapproche des stratégies de tolérance et d'évitement de la contrainte hydrique décrites par Picon-Cochard (1996), qui correspondraient respectivement aux stratégies *anisohydrique* et *isohydrique* (C. Picon-Cochard, communication personnelle) et reprises dans ISBA (Calvet et al., 2004). En réponse aux expériences TFE, il semblerait que les espèces adoptent une stratégie de type isohydrique (Fisher et al., 2006). Notons que des récentes mesures de Ψ_f au point de flétrissement en Amazonie indiquent des seuils de vulnérabilité aux sécheresses très variables d'une espèce à une autre (Maréchaux et al., submitted).

1.4.2 Respiration

Si les mécanismes limitant la photosynthèse en cas de stress hydrique ne sont pas tous connus, il y a consensus sur le signe de la réponse, mais la réponse de la respiration foliaire fait encore débat. Certaines études rapportent une augmentation de R_L alors que d'autres mentionnent une diminution (pour un aperçu de l'état de l'art : Atkin et Macherel, 2009). En revanche il est établi que R_H diminue avec la diminution du contenu en eau du sol. R_L représentant une part non négligeable de R_{ECO} , il est nécessaire de connaître le signe et l'amplitude de sa réponse pour déterminer le bilan de carbone en cas de sécheresse.

1.4.3 Mortalité et décomposition

On distingue usuellement deux types de mortalité, un taux moyen constant (background rate mortality) auquel se superpose une mortalité induite par des événements extrêmes (Phillips et al., 2010). Comme observé pendant les sécheresses de 1997/98, 2005 et 2010 ainsi que dans les expériences TFE (Williamson et Laurance, 2000; Phillips et al., 2009; da Costa et al., 2010), les sécheresses augmentent le taux de mortalité des arbres (Allen et al., 2010; Phillips et al., 2010). Encore une fois les processus physiologiques impliqués dans la mortalité induite par des sécheresses restent relativement obscurs (Allen et al., 2010; McDowell et al., 2013; Anderegg et al., 2014).

Deux théories se dessinent (*hydraulic failure* vs. *carbon starvation*). Si l'eau pompée par les racines n'est pas suffisante pour répondre à la demande évaporative, des phénomènes de cavitation peuvent apparaître (i.e. formation de bulles d'air) dans les vaisseaux conducteurs de l'arbre qui viennent bloquer la circulation de l'eau. Si les taux de cavitation sont importants et situés dans les vaisseaux clés (xylème), il peut y avoir rupture de la colonne d'eau, on parle alors d'embolie. L'ascension de la sève est alors fortement limitée voire bloquée et l'arbre meurt par dessiccation. En revanche, les stomates fermés, l'assimilation de carbone est fortement réduite mais la respiration continue, contribuant alors à épuiser les réserves de carbone de l'arbre, le conduisant à *mourir de faim* (McDowell et al., 2008, et références incluses). Les espèces isohydriques limiteraient alors les risques d'embolie en fermant leur stomates rapidement en cas de stress alors que les espèces anisohydriques seraient plus résistantes aux *famines* (Maherali et al., 2006; Allen et al., 2010). Si ces deux théories agitent la communauté (Sala, 2009; Hartmann, 2011), cette vision dichotomique pourrait être éronnée car il semblerait que ces deux mécanismes soient couplés (McDowell, 2011; Sala et al., 2012). En outre, si un épisode de sécheresse ne conduit pas nécessairement à tuer les arbres, ils s'en trouvent affaiblis, et deviennent plus vulnérables aux attaques des pathogènes (Anderegg et al., 2011). De plus, les sécheresses augmentent le risque d'incendie.

1.5 ... à la modélisation

Comme expliqué, un déficit hydrique induit à court terme une diminution de l'assimilation et de la transpiration. La réponse de R_{ECO} est encore en discussion, et si R_H diminue avec une

diminution de l'eau du sol, il est possible que R_A augmente. Le taux de mortalité augmente, via des limitations nutritives et/ou hydrauliques, la vulnérabilité accrue aux attaques de pathogènes et aux incendies. L'ensemble de ces effets va nécessairement avoir des répercussions sur le cycle de l'eau et du carbone, à court et long terme (notamment via R_H). En lien avec le changement climatique, on s'attend à un climat plus sec en Amazonie, avec des saisons sèches plus intenses et plus longues, à la fin du siècle prochain (Fu et al., 2013; Joetzjer et al., 2013a). Les mécanismes physiologiques mis en jeu en cas de sécheresse sont multiples, complexes et certains font encore débat chez les physiologistes, ce qui rend l'exercice de modélisation assez délicat notamment lorsque l'on considère la représentation très schématique de la végétation dans les LSMs (Xu et al., 2013). Néanmoins, implémenter la réponse de la végétation aux sécheresses dans les LSMs est nécessaire pour correctement évaluer les conséquences des sécheresses sur les cycles biogéochimiques. Cette partie regarde donc la modélisation de la réponse de la végétation aux sécheresses, dans les LSMs en général, et dans ISBA_{CC} en particulier.

1.5.1 Une fonction de stress pour l'assimilation et l'évapotranspiration

L'approche *Big Leaf* des LSM oblige à définir une réponse moyenne de la forêt amazonienne aux sécheresses. La première approximation considère que les stomates d'une même feuille/plantes/ canopée répondent de manière homogène à un stress hydrique, ce qui semble être une approximation physiologiquement réaliste (Lawlor et Cornic, 2002). En outre, si les espèces ne répondent pas nécessairement de manière identique aux sécheresses et ne possèdent pas la même résistance (Maréchaux under review), Fisher et al. (2006) ont montré sur l'expérience de sécheresse artificielle à Caxiuaña une réponse de type isohydrique (fermeture rapide des stomates en réponse au stress hydrique).

Savoir si, en réponse à un stress hydrique, l'assimilation est entravée par des limitations diffuses et/ou métaboliques (fig. 1.3) a fait l'objet d'un long débat (Chaves, 1991; Lawlor, 2002). Les récentes avancées en physiologie végétale montrent, au moins dans le cas de sécheresses modérées, que les limitations diffuses sont prépondérantes (Flexas, 2002; Grassi et Magnani, 2005; Galmés et al., 2007; Egea et al., 2011a). Les modèles d'assimilation tels que ceux proposés par Farquhar et al. (1980) ou Jacobs (1996), ne calculent pas directement une limitation de la photosynthèse par le stress hydrique. L'exercice de modélisation considère donc le plus souvent une fonction de stress annexe (WSF *Water Stress Function*) aux modèles d'assimilation qui vient directement diminuer la photosynthèse quand le contenu en eau du sol diminue. La paramétrisation de la WSF varie d'un LSM à l'autre (Egea et al., 2011b; Zhou et al., 2013). Certains l'appliquent directement à A_n comme JULES (Clark et al., 2011), d'autres au V_{CMAX} (cf éq. 1.8) comme SiB3 (Baker et al., 2008), CLM3.5 (Oleson et al., 2008) ou IBIS (Foley et al., 1996). Quel que soit le (ou les) paramètre(s) sur le(s)quel(s) s'applique la WSF, les LSMs simplifient à l'extrême la représentation des limitations diffuses (Egea et al., 2011b), d'autant plus que si la limitation via g_s (*limitation diffusive stomatique*) est importante, la limitation via g_m (*limitation diffusive non stomatique*) contribue de manière au moins aussi importante à la réduction de A_n que g_s (Perez-Martin et al., 2009). S'il semble important d'inclure une limitation sur g_m dans les LSMs pour correctement représenter la réponse des flux de carbone en cas de stress hydrique (Niinemets et al., 2009; Warren, 2008), il n'y pas de consensus sur la manière de prendre cette limitation en compte (Warren, 2008; Damour et al., 2010). Le flux transpiratoire est, dans les LSMs, proportionnel à g_s et se trouve par conséquent également réduit lorsque l'eau du sol devient limitante via la réduction de g_s dans les modèles.

Le modèle de photosynthèse d'ISBA repose sur le concept d'une conductance mésophyllienne idéalisée suivant (Jacobs, 1996). La WSF s'applique à g_m , et indirectement à g_s (dans ISBA_{CC}) qui est fonction de A_n , ce qui laisse à penser qu'ISBA_{CC} intègre les limitations diffuses stomatiques et non stomatiques. Néanmoins, dans ISBA_{CC}, g_m se définit comme étant un paramètre

limitant la photosynthèse quand le rayonnement n'est pas limitant. Ce qui revient, dans ces conditions, à interpréter g_m comme un paramètre représentant l'activité de la RubisCO dans ces conditions, autrement dit le $V_{C_{MAX}}$ (Jacobs, 1994, section 3.5.3). Ceci étant dit, on peut s'interroger sur la réalité physiologique de la g_m représentée dans $ISBA_{CC}$, car bien que g_m soit en partie conditionnée par le degré d'ouverture des stomates, elle relève principalement des caractéristiques structurelles de la feuille (Tossens et al., 2012).

La représentation du stress hydrique sur la végétation originellement implémentée dans ISBA par Calvet et al. (2004) repose sur les stratégies d'*évitement* ou de *tolérance* proposées par Picon-Cochard (1996). Comme expliqué précédemment ces stratégies reprennent le concept de réponse iso et anisohydrique. La stratégie est imposée selon le PFT considéré et est arbitrairement fixée, pour l'Amazonie à une stratégie de type tolérante (i.e anisohydrique). Selon Calvet et al. (2004) g_m est contrôlée par le contenu en eau du sol et par le ratio $C_i - \Gamma / C_a - \Gamma$. Ce double contrôle fait l'originalité de ces fonctions qui seront détaillées et évaluées dans Joetzjer et al. (2014) inclus dans le chapitre 2 qui suit.

1.5.2 La respiration

Dans ISBA une sécheresse n'induit pas d'effet direct sur les respirations autotrophes, mais un effet indirect via l'assimilation de carbone. Cependant si la sécheresse s'accompagne d'une augmentation de température, les respirations autotrophes augmentent avec la température. En revanche la décomposition de la matière organique du sol est directement dépendante du contenu en eau du sol et de la température (Gibelin et al., 2008). Si l'eau devient limitante R_H diminue et si le sol est saturé c'est la disponibilité en oxygène qui est limitante.

1.5.3 Comment tuer les «arbres» (dans les LSMs) ?

La mortalité est un processus complexe et non linéaire, autant dans le temps que dans l'espace ; en conséquence, la mortalité est grossièrement représentée dans les LSMs (Allen et al., 2010). En outre, la paramétrisation de la mortalité est variable d'un modèle à un autre (pour review voir : McDowell et al., 2011). Les LSMs classiques (approche *Big-Leaf*) ne considèrent pas des individus et n'incluent donc pas de modules de démographie représentant la dynamique des populations. Le concept de mortalité ne se définit donc pas par la mort d'un individu, mais comme la réduction de la quantité de carbone stockée dans un (ou plusieurs) réservoir(s) de biomasse qui sera alors transférée dans des réservoirs de litière et de carbone du sol. Certains modèles considèrent un taux de mortalité supposé constant (quelques $\% \cdot \text{yr}^{-1}$) comme $ISBA_{CC}$ (Gibelin et al., 2008) où la biomasse décline suivant une décroissance exponentielle paramétrée via un temps de résidence du carbone propre à chaque réservoir. Dans d'autres LSMs, la mortalité est explicitement pilotée par des variations de NPP (Delbart et al., 2010), et/ou par des anomalies persistantes de température (Sitch et al., 2003; Bonan et al., 2003), et/ou en fonction de la compétition pour la lumière (Sitch et al., 2003). Notez que les modèles qui incluent des modèles de démographie ajoutent des effets de seuils (taille, âge) (Sato et al., 2007; Arora et Boer, 2006). En outre, certains LSMs (e.g. Thonicke et Venevsky, 2001) incluent des modèles de feux, ce qui n'est pas encore le cas pour $ISBA_{CC}$.

1.5.4 Comment évaluer ces processus ?

Un modèle est un outil. Idéalement, les observations permettent d'évaluer la véracité des processus implémentés et/ou, de mettre en évidence des processus manquants. Un exercice d'inter-comparaison de 5 LSMs (CLM3.5, ED2, JULES, IBIS, SiB3) et d'un modèle hydrodynamique (SPA) a permis de mettre en évidence les difficultés qu'ont les modèles à correctement simuler la réponse des flux et des stocks de carbone sur les sites d'exclusion des pluies (Powell et al.,

2013). Néanmoins, si ces expériences sont précieuses pour comprendre la réponse de la forêt en cas de sécheresse, et contraindre les modèles, elles sont limitées de par leur nature artificielle et locale.

La variabilité interannuelle, que ce soit en s'attachant à l'étude des anomalies (déviations par rapport au cycle annuel moyen) ou aux événements extrêmes, permet de tester la réponse du modèle dans des conditions réelles. On s'intéressera particulièrement aux sécheresses de saison sèche comme 2005 & 2010 (fig. 3.1), plus critiques pour la végétation. Si les mesures de débits et des variations des stocks d'eau Δ TWS (GRACE) voient les déficits hydriques, les flux de carbone (GPP, Respiration et NEE) globalisés via les MTE (Jung et al., 2011) ne peuvent être d'aucun secours car non pertinents pour l'étude des anomalies et le LAI3g semble très sensible aux interférences atmosphériques (fig. 3.5). Si les données de fluorescence évoquées précédemment semblent être un proxy pertinent de l'activité photosynthétique, pour l'évaluation on est limité par la courte durée des observations de f_s (2007-2010). Il est possible d'estimer f_s dans les modèles en la reliant à la limitation de l'assimilation par $J_{max}(W_j)$ du modèle de Farquhar (eq. 1.8). Dans ISBA_{CC} des développements annexes sont nécessaires pour éventuellement pouvoir diagnostiquer f_s à partir des équations de Jacobs (1994).

On propose d'évaluer ISBA_{CC} en cas de stress hydrique en deux étapes. On regardera d'abord le comportement du modèle sur les deux expériences de sécheresses artificielles, avec un focus sur la sensibilité d'ISBA_{CC} à la paramétrisation de la WSF. Ensuite, et à la lumière des incertitudes qui pèsent sur les observations, on regardera le comportement d'ISBA_{CC} pendant les années extrêmes.

Modeling Amazon rainforest under persistent drought

Predicting the response of the Amazon rainforest to persistent drought conditions under current and future climates : a major challenge for global land surface models

E. Joetzjer¹, C. Delire¹, H. Douville¹, P. Ciais², B. Decharme¹, R. Fisher³, B. Christoffersen⁴,
J.C. Calvet¹, A.C.L. da Costa⁵, L.V. Ferreira⁶, P. Meir⁷

Statut : soumis à Geoscientific Model Development.

- ¹ CNRM-GAME UMR3589, Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique, Toulouse, France
- ² LSCE Laboratory of Climate Sciences and the Environment, Gif-sur-Yvette, France
- ³ NCAR National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA
- ⁴ School of GeoSciences, University of Edinburgh, Edinburgh, UK
- ⁵ Universidade Federal de Para, Belem, Para, Brasil
- ⁶ Museu Paraense Emilio Goeldi, Belem, Para, Brasil
- ⁷ Australian National University, Canberra, Australia

Cette partie explicite le choix de la fonction de stress (WSF) implémentée dans ISBA_{CC}. Les paramétrisations choisies dans la partie précédente, à l'exception de la WSF, sont implémentées dans les simulations présentées dans l'article qui suit (section 2), y compris pour les versions utilisant les WSF de Calvet et al. (2004) afin d'isoler l'effet de la WSF.

2.1 Résumé & Abstract

Alors qu'il y a un consensus fort dans l'exercice CMIP5 pour une saison sèche plus intense et plus longue en Amazonie à la fin du siècle, la réponse de la forêt amazonienne à des sécheresses prolongées autant en climat présent que futur est très incertaine. Cette étude propose, à partir des expériences de sécheresses artificielles (TFE) menées en Amazonie, une évaluation détaillée de la réponse des flux et des stocks d'eau et de carbone simulés par ISBA_{CC} en cas de sécheresse. Nous étudions la sensibilité du modèle à la paramétrisation de la WSF dans des conditions climatiques actuelles, et explorons la sensibilité sous une augmentation idéalisée de CO₂ et/ou de température. Bien que le déficit d'eau dans le sol soit raisonnablement simulé, ISBA_{CC} a des difficultés pour correctement simuler la réponse de la végétation aux TFE, dont l'amplitude et la dynamique temporelle est très dépendante de la WSF utilisée. En outre, sous une concentration en CO₂ atmosphérique importante, l'augmentation du WUE (Water Use Efficiency) inhibe la sensibilité d'ISBA_{CC} aux sécheresses. Alors qu'une des WSF proposée permet de mieux reproduire la diminution de l'évapotranspiration et de l'assimilation induite par l'assèchement des

sols, des processus tels que la mortalité induite par un stress édaphique sont manquants pour correctement capturer la réponse de la végétation avec ISBA_{CC}. En outre, une meilleure compréhension de la réponse de la forêt au stress hydrique sous un climat différent (plus chaud et avec une concentration en CO₂ plus importante) est nécessaire.

While a majority of Global Climate Models project dryer and longer dry seasons over the Amazon under higher CO₂ levels, large uncertainties surround the response of vegetation to persistent droughts in both present-day and future climates. We propose a detailed evaluation of the ability of the ISBA_{CC} Land Surface Model to capture drought effects on both water and carbon budgets, comparing fluxes and stocks at two recent Throughfall Exclusion (TFE) experiments performed in the Amazon. We also explore the model sensitivity to different Water Stress Function (WSF) and to an idealized increase in CO₂ concentration and/or temperature. In spite of a reasonable soil moisture simulation, ISBA_{CC} struggles to correctly simulate the vegetation response to TFE whose amplitude and timing is highly sensitive to the WSF. Under higher CO₂ concentration, the increased Water Use Efficiency (WUE) mitigates the ISBA_{CC}'s sensitivity to drought. While one of the proposed WSF formulation improves the response of most ISBA_{CC} fluxes, except respiration, a parameterization of drought-induced tree mortality is missing for an accurate estimate of the vegetation response. Also, a better mechanistic understanding of the forest responses to drought under a warmer climate and higher CO₂ concentration is clearly needed.

Key words : Amazon rainforest, drought, climate change, throughfall exclusion, land surface model, water stress functions.

2.2 Introduction

The Amazon rainforest biome plays a crucial role in the global climate system regulating the regional energy, water and carbon cycles, and thereby modulating the tropical atmospheric circulation. The forest recycles about 25 to 35 % of the Amazonian precipitation through evapotranspiration (Eltahir et Bras, 1994) and stores about 10 to 15 % of the global above ground biomass (e.g. Potter et Klooster, 1999; Malhi et al., 2006; Beer et al., 2010; Pan et al., 2011).

The vulnerability of the Amazon forest to climate change is of great concern, especially as climate projections based on the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) show a between-model consensus towards dryer and longer dry seasons in this region (Fu et al., 2013; Joetzjer et al., 2013a). Beyond this model consensus, however, substantial uncertainties in the current assessments given uncertainty in climate feedbacks and climate sensitivity to anthropogenic forcing remain. They arise from many sources including the limited ability of coupled ocean-atmosphere general circulation models (OAGCMs) to capture the present-climate global patterns of temperature and precipitation as well as local vegetation-climate feedbacks (Jupp et al., 2010; Shiogama et al., 2011).

Land surface feedbacks also represent a significant source of uncertainties for climate projections over the Amazon basin (Meir et al., 2006; Friedlingstein et al., 2006; Poulter et al., 2009; Rammig et al., 2010; Galbraith et al., 2010; Booth et al., 2012). This was highlighted by the large spread in the future Amazonian evapotranspiration response to climate change among CMIP5 models (Joetzjer et al., 2013a) and the growing evidence that global evapotranspiration has already been perturbed by human activities (Douvillle et al., 2012), a process which could contribute to increase drought hazards in many areas during the 21st century. About half of the CMIP5 models are Earth System Models (ESMs) that simulate the global carbon cycle and account for direct CO₂ effects on plants such as an increased water use efficiency (WUE) due to both

photosynthesis (i.e. fertilization effect) and stomatal closure responses to increasing atmospheric CO₂ concentrations. Given their diversity and their limited ability to capture biophysical mechanisms (e.g. Keenan et al., 2013), a process-oriented evaluation of the current-generation land surface models (LSM) is needed.

In this paper, the emphasis is on the Amazon forest response to persistent soil moisture deficit in both observed present-day and idealized future climates. Such a focus is justified not only by the enhanced dry seasons found in most CMIP5 climate scenarios, but also by the possible though uncertain «dieback» of the Amazon rainforest in some projections (Cox et al., 2000, 2004; Galbraith et al., 2010; Good et al., 2012; Huntingford et al., 2013). Drought is likely to perturb biogeochemical cycles and to stress vegetation and to disturb CO₂ fluxes as well as to cause carbon stock reductions due for instance to increased plant mortality (van der Molen et al., 2011; Reichstein et al., 2013). As observed during the 2010 Amazonian drought, the net CO₂ uptake by a large area of the Amazon forest was reduced (Gatti et al., 2014). Severe droughts can also lead to tree damage, causing mortality and increased fire hazards (Nepstad et al., 2004; Phillips et al., 2009; Anderson et al., 2010), therefore reducing the carbon sink capacity of the Amazonian biome (Fisher et al., 2007; Malhi et al., 2008; Phillips et al., 2009; Lewis et al., 2011). Before the end of the 21st century, the Amazon forest should experience not only a drier climate with longer dry seasons, but also higher atmospheric temperatures and elevated global CO₂ concentration, with potential non-linear effects on the water and carbon exchanges within the soil-plant-atmosphere continuum (Berry et al., 2010).

Besides interannual climate variability, field experiments impacting precipitation can be used to study the vegetation response and evaluate LSMs sensitivity to persistent drought conditions at the plot scale. This was one aim of the two throughfall exclusion (TFE) experiments carried out in the eastern Amazon (at the National forest reserves of Tapajós and Caxiuanã, in eastern Amazonia) during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) (Nepstad, 2002; Meir et al., 2009; da Costa et al., 2010). Such field experiments are extremely useful to assess and improve the parameterization of hydrological, carbon and other ecosystem processes in LSMs (Galbraith et al., 2010; Sakaguchi et al., 2011; Powell et al., 2013). In particular, the simultaneous availability of soil moisture, sap flow and photosynthesis measurements provides a unique opportunity to evaluate the Water Stress Function (WSF) used in such models to represent the soil moisture effect on plants' stomatal conductance (Powell et al., 2013).

In this study, we first briefly describe the ISBA_{CC} LSM developed at CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France) and the *in situ* observations that have been collected at the two TFE experimental sites (section 2.3). We then conduct a detailed evaluation of the ability of the ISBACC LSM to capture drought effects on both water and carbon budgets, comparing fluxes and stocks at the TFE versus control sites (section 2.4). We explore the model sensitivity to the WSF parameterization and to an idealized increase in CO₂ concentration and/or temperature in the prescribed atmospheric forcings. Finally, we discuss the implications of our results for modeling the Amazon rainforest sensitivity to climate change in section 2.5 and draw the main conclusions of the study in section 2.6.

2.3 Model, observations and methods

2.3.1 ISBA_{CC}

TABLE 2.1 – *ISBA_{CC}* : Notation and main equations for the photosynthesis model

Symbols	Units	Definition
A_m	$kg_{CO_2}.m^{-2}.s^{-1}$	Photosynthesis rate (light saturated)
C_a	<i>ppmv</i>	Atmospheric CO_2 concentration
C_i	<i>ppmv</i>	Leaf internal CO_2 concentration
D_s	$g.kg^{-1}$	Saturation deficit at the leaf surface
D_{max}	$g.kg^{-1}$	Saturation deficit inducing stomatal closure
f	unitless	coupling factor
f_0	unitless	coupling factor at saturating air humidity ($D_s = 0$)
f_0^*	unitless	coupling factor in well-watered conditions and at saturating air humidity ($D_s = 0$)
f_{min}	unitless	coupling factor at maximum air humidity deficit ($D_s = D_{max}$)
Γ	<i>ppmv</i>	CO_2 concentration compensation point
g_m	$mm.s^{-1}$	Mesophyll conductance defined as the light saturated rate of photosynthesis (Jacobs 1995)
g_m^*	$mm.s^{-1}$	g_m in well-watered conditions
g_s	$mm.s^{-1}$	Stomatal conductance
Equations		

$$g_m = \frac{A_m}{C_i - \Gamma} ; \text{ at high light intensity and low } C_i \quad [\text{Eq.1}]$$

$$f = \frac{C_i - \Gamma}{C_a - \Gamma} \quad [\text{Eq.2}]$$

$$f = f_0 \cdot \left(1 - \frac{D_s}{D_{max}}\right) + f_{min} \cdot \frac{D_s}{D_{max}} \quad [\text{Eq.3}]$$

2.3.1.1 Model description

The ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere), (Noilhan et Planton, 1988; Noilhan et Mahfouf, 1996) Land Surface Model computes the exchanges of water and energy between the land surface and the atmosphere. In order to account for the interactions between climate and vegetation, (Calvet et al., 1998) implemented a carbon assimilation scheme (A-gs). ISBA-A-gs does not explicitly account for enzyme kinetics but instead employs a semi-empirical response function which distinguishes between CO_2 and light-limited regimes, following the approach of (Jacobs, 1996). The effects of temperature on photosynthesis arise from the temperature dependencies of the CO_2 compensation point (Γ), mesophyll conductance (g_m), and the maximum photosynthetic rate ($A_{m,max}$) via standard Q_{10} response functions. The standard ISBA-A-gs equations describing these dependencies are given in Calvet et al. (1998) and Gibelin et al. (2006), and those relevant to the drought response are described in section refsectionwsf. The A-gs scheme only accounts for the evolution of leaf assimilation and biomass. Gibelin et al. (2008) introduced a C-allocation scheme and a soil carbon module to represent the other pools and fluxes of carbon in the plant and in the soils. This latest version, called *ISBA_{CC}* (ISBA Carbon Cycle) is used in this study. To better simulate soil moisture content in the deep Amazonian soils we use the multilayer soil diffusion scheme implemented in ISBA and described by Decharme et al. (2011, 2013). In addition, the canopy radiative transfer scheme developed by Carrer et al. (2013) is used.

The *ISBA_{CC}* photosynthesis model relies on the concept of mesophyll conductance (g_m). As defined by (Jacobs, 1994), g_m quantifies the slope of the CO_2 response curve at high light

intensity and low internal CO₂ concentration (C_i) and can be interpreted as a parameter to model the activity of the Rubisco under these conditions (cf. Table 2.1 Eq.1). ISBA_{CC} uses a constant unstressed value of g_m (g_m^*) per vegetation functional type (PFT). ISBA_{CC} also defines a ratio f which relates C_i to ambient CO₂ (C_a) (Table 2.1 Eq. 2), and (Table 2.1 Eq.3) posits a linear decrease in the coupling factor f (and hence, C_i) with increasing atmospheric humidity deficit (Table 2.1 Eq. 3). Assimilation is calculated from light, air humidity, C_a , the ratio of $(C_i - \Gamma)/(C_a - \Gamma)$ and finally, g_s is deduced from the assimilation rate. The sensitivity of g_m to the soil water availability is quantified by a water stress function (WSF), as explained below.

2.3.1.2 Water stress functions

The water stress function (WSF) is an empirical formulation of the effect of soil moisture stress on transpiration and photosynthesis. In the case of ISBA_{CC}, soil water content (SWC) affects transpiration and photosynthesis through changes in g_m and/or f_0 , depending on the PFT and its drought strategy (Table 2.2). We test two plant strategies which were proposed by (Calvet et al., 2004) for responding to soil moisture stress, as represented in Fig. 2.1. The *drought-avoiding* strategy, corresponding to the curve in blue, attempts to represent *isohydric* plants. The *drought-tolerant* response of *anisohydric* plants is represented in purple in Fig. 2.1. However, these parameterizations were derived from measurements made on saplings of *Pinus pinaster* and *Quercus petraea* (Picon-Cochard, 1996), and have not been calibrated for matures trees nor for tropical species. Also, for tropical rainforests, photosynthesis and transpiration simulated in ISBA_{CC} are highly sensitive to the value of f_0 because the air is often close to saturation and we could not find experimental evidence for a direct effect of soil moisture on C_i that would support a function of $f_0 = f(SWI)$ (Fig. 2.1 top right). Therefore, and in addition to the physiologically-based drought-avoiding and drought-tolerant WSF parameterizations existing in ISBA_{CC}, we also tested two simpler WSFs : a linear and the SiB3 formulation documented in (Baker et al., 2008). We applied both of these WSFs to g_m . These functions assume a constant f_0 derived from in situ observations (Table 2.2, (Domingues et al., 2007))

The Soil Wetness Index (SWI) quantifies the soil moisture condition. It is defined as :

$$SWI = \frac{\Theta - \Theta_{wilt}}{\Theta_{fc} - \Theta_{wilt}} \quad (2.1)$$

so at field capacity ($\Theta = \Theta_{fc}$), $SWI = 1$ and at wilting point ($\Theta = \Theta_{wilt}$), $SWI = 0$; with Θ representing the soil moisture content in m³/m³.

At field capacity, due to a higher f_0 , the linear and SiB3 WSF are alternative parameterizations that allow a larger stomatal conductance in line with a higher GPP and a higher evapotranspiration than both drought-tolerant and avoiding WSF shown in Fig. 2.1. In spite of a quite similar response between the linear and the drought tolerant WSF on the one hand, and between the SiB3 and drought avoiding WSF on the other, when looking at the response of g_m to soil moisture deficit (Fig. 2.1), the linear and SiB3 WSFs induce a stronger response to drought (Fig. 2.1) because f_0 is not a function of the soil moisture.

2.3.2 Site description and observations

Two rainfall exclusion experiments were initiated at Tapajos national forests (2.90°S 54.96°W) and Caxiuanã (1.72°S 51.46°W) in 1999 and 2001 respectively. At each site, the experimental design consists of a 1-hectare forest undisturbed control plot (CTL) and a 1 hectare throughfall exclusion plot (TFE) in a nearby floristically and structurally similar forest plot. In the TFE plot, a portion of throughfall was excluded using large plastic panels below the canopy, approximately 1-2 m above the ground. A 1 m deep trench was dug around each plot to minimize lateral

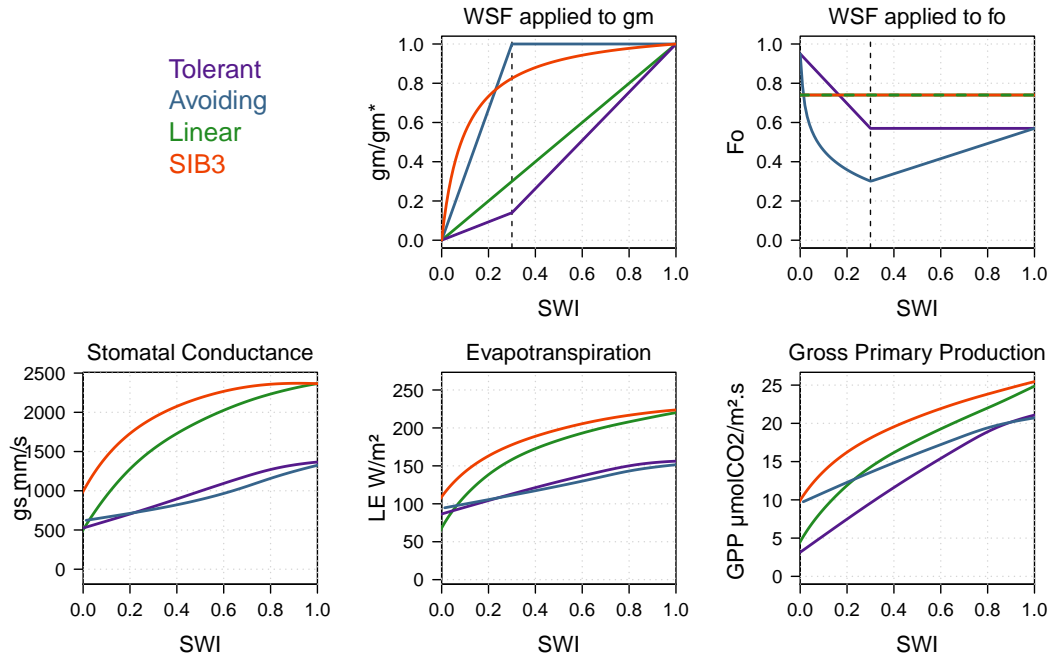


FIGURE 2.1 – Illustration of the soil moisture dependence of the mesophyll conductance (gm), the coupling factor at saturating air humidity (f_0), the stomatal conductance (gs), the evapotranspiration (LE) and the Gross Primary Production (GPP) for the four Water Stress Functions (WSF)

movement of water and roots. Panels were applied 1-yr after the beginning of the experiments to assess pre-treatment plot differences. At Tapajos (Caxiuana), 1999 (2001) was the baseline year, and the TFE experiment lasted from 2000 until 2004 (2002 and remains ongoing). At Tapajos, panels were removed during the dry season (Fig 2.2) to reduce their influence on the forest floor through shading and heating. It was estimated that panels increased forest floor temperature by no more than $0.3^\circ C$ (Nepstad, 2002). At Caxiuana panels were not removed because the risk of dry season storms is relatively high; the air temperature below the TFE panels was no different from ambient during the wet season, and varied up to $2^\circ C$ warmer during the dry season; soil temperature differences in TFE remained similar to ambient throughout (Metcalf et al., 2010).

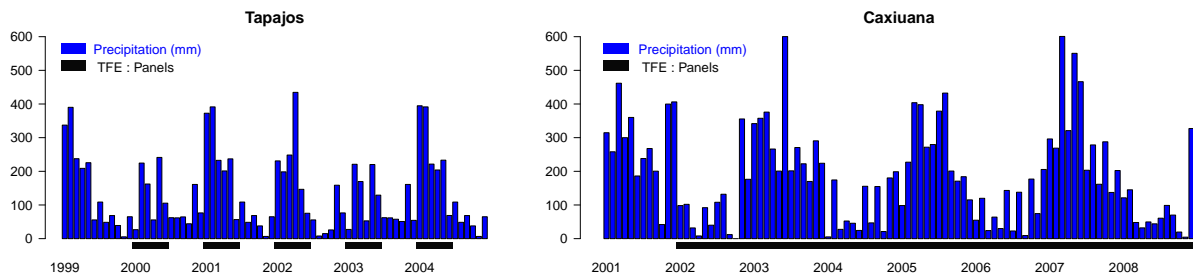


FIGURE 2.2 – Monthly observed precipitation at Tapajos and Caxiuana. Horizontal black bars indicate when panels were applied for the TFE experiments.

TABLE 2.2 – Description of $ISBA_{CC}$: Water Stress Functions.

Name	Soil Wetness Index	Water Stress functions applied to g_m	Water Stress functions applied to f_0
Avoiding	$SWI \geq 1$	$\ln(g_m^*) = 4.7 - 7 \cdot f_0^*$	
	$SWI_c < SWI < 1$	$g_m = g_m^*$	$f_0 = f_0^* - (f_0^* - f_0^N) \frac{(1 - SWI)}{(1 - SWI_c)}$
	$SWI \leq SWI_c$	$g_m = g_m^* \cdot \frac{SWI}{SWI_c}$	$f_0 = \frac{2.8 - \ln(g_m)}{7}$
Tolerant	$SWI \geq 1$	$\ln(g_m^*) = 4.7 - 7 \cdot f_0^*$	
	$SWI_c < SWI < 1$	$g_m = g_m^* - (g_m^* - g_m^N) \cdot \frac{(1 - SWI)}{(1 - SWI_c)}$	$f_0 = f_0^*$
	$SWI \leq SWI_c$	$g_m = g_m^N \cdot \frac{SWI}{SWI_c}$	$f_0 = \frac{2.8 - \ln(g_m)}{7}$
Linear		$g_m = SWI \cdot g_m^*$	$f_0 = 0.74$
SiB3		$g_m = \frac{(1 + \alpha) \cdot SWI}{(\alpha + SWI)} \cdot g_m^* ; \alpha = 0.1$	$f_0 = 0.74$

Symbol Description

SWI_c	Critical extractable Soil Wetness Index (drought-avoiding and tolerant)	$SWI_c = 0.3$
f_0^N	Minimum value of f_0 at $SWI = SWI_c$ (drought-avoiding)	$f_0^N = \frac{\ln(g_m^*) - 2.8}{7}$
g_m^N	Value of g_m at $SWI = SWI_c$ in $mm \cdot s^{-1}$ (drought-tolerant)	$\ln(g_m^N) = 2.8 - 7 \cdot f_0^*$

While soils at both sites are highly weathered oxisols, they differ greatly in texture. Caxiuanã is a sandy soil and presents a stony laterite layer at 3 - 4m deep which could hamper deep roots development and soil water movement (Fisher et al., 2007), contrasting with the clay rich soil at Tapajos. Besides, the water table depth is below 80 meters at Tapajos (Nepstad, 2002) while it reaches 10 meters at Caxiuanã during the wet season (Fisher et al., 2007). Caxiuanã shows also a wetter climate (more precipitation and longer wet season) than Tapajós (Fig. 2.2).

A large suite of observations was provided to understand the response of the Amazon forest to these two rainfall experiments (Meir et al., 2009). Observations used in this study to evaluate $ISBA_{CC}$ are summarized in Table 2.3 with the associated references. Most datasets can be downloaded at <http://beija-flor.onrl.gov/lba>. There is no direct measurement of evapotranspiration and carbon fluxes as fluxtowers have a spatial footprint of about 1 to 10 km², much larger than the size of the experiments (Chen et al., 2008), and GPP can only be inferred from adding up respiration and NPP (Net Primary Productivity) terms, or modelled. We use as a reference, evapotranspiration outputs from a 1-D model calibrated and validated at Tapajos from (Table 5 Markewitz et al., 2010) and the GPP estimated at Caxiuanã by (Fisher et al., 2007), both fine-scale model outputs were carefully and successfully validated using datasets independent from those used to specify the model structure.

2.3.3 Simulations

At both sites, $ISBA_{CC}$ was run off-line using in situ hourly meteorological measurements made above the forest canopy at nearby weather stations (also available at <http://beija-flor.onrl.gov/lba>). At Caxiuanã meteorological measurements were available for the entire experimental period

TABLE 2.3 – References and available period for observations used in this study.

Variables	Symbol	Units	Tapajos	Caxiuana
Soil Water Content	SWC	$m^3.m^{-3}$	1999-2005 Brando et al 2008 Markewitz et al 2010	2001-2004 Fisher et al 2007
Stomatal Conductance	gs	$mmol_{CO_2}.m^{-2}.s^{-1}$		2002-2003 Fisher et al 2006
Sap Flow	SF	$mm.day^{-1}$		2002-2003 Fisher et al 2006
Evapotranspiration	ET	$mm.day^{-1}$	1999-2004 (modeled) Markewitz et al 2010	
Gross Primary Production	GPP	$\mu mol_{CO_2}.m^{-2}.s^{-1}$		2002-2003 (modeled) Fisher et al 2007
Ecosystem Respiration	R_e	$t_C.ha^{-1}.yr^{-1}$		2001-2005 Metcalf et al 2010
Autotrophic Respiration	R_a	$t_C.ha^{-1}.yr^{-1}$		2001-2005 Metcalf et al 2010
Leaf Respiration	R_l	$t_C.ha^{-1}.yr^{-1}$		2001-2005 Metcalf et al 2010
Wood Respiration	R_w	$t_C.ha^{-1}.yr^{-1}$		2001-2005 Metcalf et al 2010
Root Respiration	R_r	$t_C.ha^{-1}.yr^{-1}$		2001-2005 Metcalf et al 2010
Soil Respiration	R_s	$t_C.ha^{-1}.yr^{-1}$	1999 - 2004 Davidson et al 2008	2001-2005 Metcalf et al 2010
Leaf Area Index	LAI	$m^2.m^{-2}$	2000-2005 Brando et al 2008	2001-2007 Fisher et al 2007
Above Ground Biomasse	AGB	$t_C.ha^{-1}.yr^{-1}$	1999-2005 Brando et al 2008	2000-2008 Da Costa 2010

(2001-2008), at Tapajos they covered only the years 2002 to 2004. To cover the entire period of experimentation, we cycled sequentially the available years. ISBA_{CC} was run until the slowest soil storage pools of water and carbon had reached equilibrium.

ISBA_{CC} explicitly simulates interception of precipitation by the canopy and throughfall as runoff from the leaves. To simulate the experimental treatments at each site we removed 60 % of the throughfall in our model runs. This is consistent with (Markewitz et al., 2010) and (Sakaguchi et al., 2011) for Tapajos, and similar to the 50 % exclusion of incident (above-canopy) rainfall implemented at Caxiuana (Fisher et al., 2007; Galbraith et al., 2010; Powell et al., 2013). The 60 % reduction of throughfall was applied to the entire period at Caxiuana (2001-2008) and only during the rainy seasons (January to June) from 2000 to 2004 at Tapajos, to mimic the experimental conditions.

At both sites, we imposed the ‘evergreen tropical tree’ plant functional type. To better represent soil moisture and focus on vegetation response, we constrained ISBA_{CC} using the observed texture at each site. The soil texture values used for the simulations are, at Caxiuana 75% sand and 15% clay (Ruivo et Cunha, 2003) and 52% sand and 42% clay at Tapajos following the LBA-Data Model Intercomparison Project (www.climatemodeling.org/lba-mip). To mimic deep

amazonian soils, soil and root depth were fixed at 8 meters at both sites, even at Caxiuanã, because roots were found below the laterite layer located at 3 - 4m deep (Fisher et al., 2007). Considering deep soil and roots may avoid the simulation of unrealistic responses to drought due to a drying of the upper layers (Baker et al., 2008) although (Guimbertau et al., 2014) found that in a soil diffusion model, the sensitivity of soil moisture to soil depth was smaller than in a bucket model (Verbeeck et al., 2011) because a multilayer scheme tends to retain more water in the soil during the dry seasons. Note that the same soil texture is used in all the model soil layers, which has little impact when simulating 1 m soil depth (Sakaguchi et al., 2011). However when considering deeper soils, it would be better to set soil texture per layer, which, according to our knowledge, could not be done due to a lack of published observations. For instance we could not represent the laterite layer at Caxiuanã. To overcome this issue, an exponential vertical profile decreasing with depth was applied to the hydraulic conductivity to represent the increasing bulk density (Decharme et al., 2006).

Throughfall exclusion experiments are not fully representative of future climate conditions. Besides more severe and persistent dry seasons, atmospheric CO₂ concentrations will increase as well as near-surface air temperature and VPD. Therefore we chose to analyze how the model sensitivity to drought can be affected by increased CO₂ concentration and increased temperature. In line with the idealized CMIP5 climate change experiments, we tested arbitrary high values of CO₂ and temperature in the model with the same TFE as observed : 4 times the preindustrial CO₂ concentration (1080 ppmv), +4 °C higher temperature, and a combination of both. The CO₂ concentration and the increase in temperature are constant year round. We did not modify the specific humidity, but a 4°C arbitrary warming lowers the relative humidity and increases the evaporative demand of the atmosphere. The simulations are summarized in Table 2.4.

TABLE 2.4 – Summary of ISBA_{CC} simulations

Meteorological forcing	WSF Tolerant	WSF Avoiding	WSF Linear	WSF SiB3	sites
in situ	X	X	X	X	Caxiuanã & Tapajós
in situ + 4°C			X	X	Caxiuanã
in situ x 4[CO ₂]			X	X	Caxiuanã
in situ + 4°C x 4[CO ₂]			X	X	Caxiuanã

2.4 Results

2.4.1 Hydrological response

ISBA_{CC} simulates the SWC and its seasonality fairly well between 0-3 m (Fig. 2.3) at both sites for the CTL plots, but the model tends to be too wet during the dry season. The low correlations (around 0.65) between observations and simulations at Tapajós are potentially due to the use of reconstructed forcing data, that was necessary to cover the entire experimental period. Despite a wetter climate (Fig. 2.2), the simulation at Caxiuanã produces a drier soil, in line with a sandier texture. Due to higher evapotranspiration, the SiB3 and linear WSF slightly improve the simulations of SWC, including the seasonality, reducing the wet bias and improving the correlations at both sites compared to the original functions. When throughfall exclusion is applied to the model, the observed reduction in SWC is also better captured by the Linear and the SiB3 WSF than by the avoiding and tolerant WSF functions, since they result in a stronger evapotranspiration (Fig. 2.3, lower panels). There is little difference of SWC between the linear and SiB3 WSF.

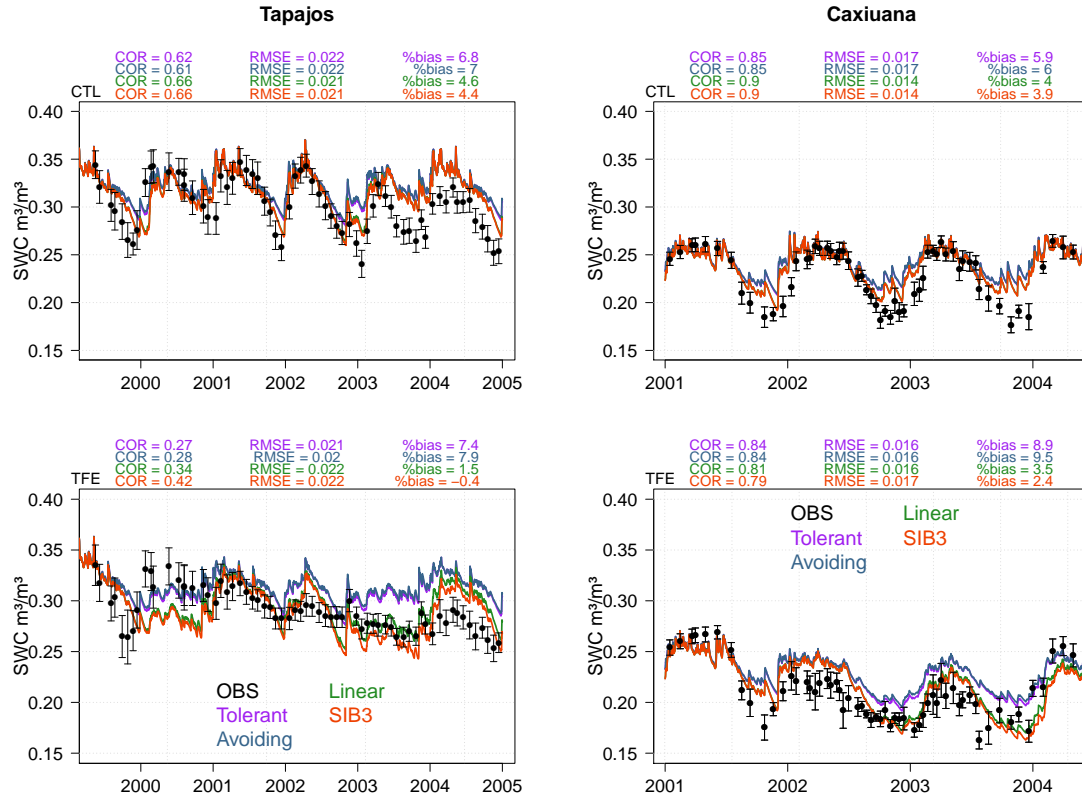


FIGURE 2.3 – Daily observed and simulated Soil Water Content with the 4 WSF at Tapajos (left) and Caxiuanã (right) for both CTL (top) and TFE (bottom) plots. The SWC measured at the TFE plots were rescaled to have identical SWC than the CTL plots during the baseline year.

The full daily times series of the simulated SWI for both CTL and TFE plots are plotted in figure 2.4 to better compare the hydrology at the two sites and to illustrate how variations in soil moisture translate into water stress in the model. With 60% of the throughfall removed to mimic the TFE (not during the dry season at Tapajos), the SWI remains close to one (field capacity) with the drought-avoiding and tolerant WSFs while it drops below 0.5 with the linear and SiB3 WSFs. The unstressed transpiration fluxes (at $SWI > 1$) are lower with the drought-avoiding and tolerant WSFs and the soil moisture is not depleted quickly enough. Therefore the edaphic water stress is not captured and we expect little impact on the vegetation fluxes. With the linear and SiB3 WSF, the stomatal conductance is much higher (Fig. 2.1, bottom left), soil moisture is depleted much faster by transpiration. SWI clearly decreases, imposing a strong hydrological stress, mainly with SiB3, as the SWI is getting close to zero (wilting point).

2.4.2 Vegetation response

2.4.2.1 Water and Carbon budget

To understand the response of ISBA_{CC} to drought, we compare the density functions (Fig. 2.5) of daily SWI, g_s , GPP and LE for the dry (August to October) and the wet seasons (February to April) over 2000-2005 at Tapajos and 2001-2009 at Caxiuanã, for the CTL and TFE plots. Note that as the drought-avoiding and tolerant WSFs showed a very similar behavior, only the Avoiding WSF was plotted.

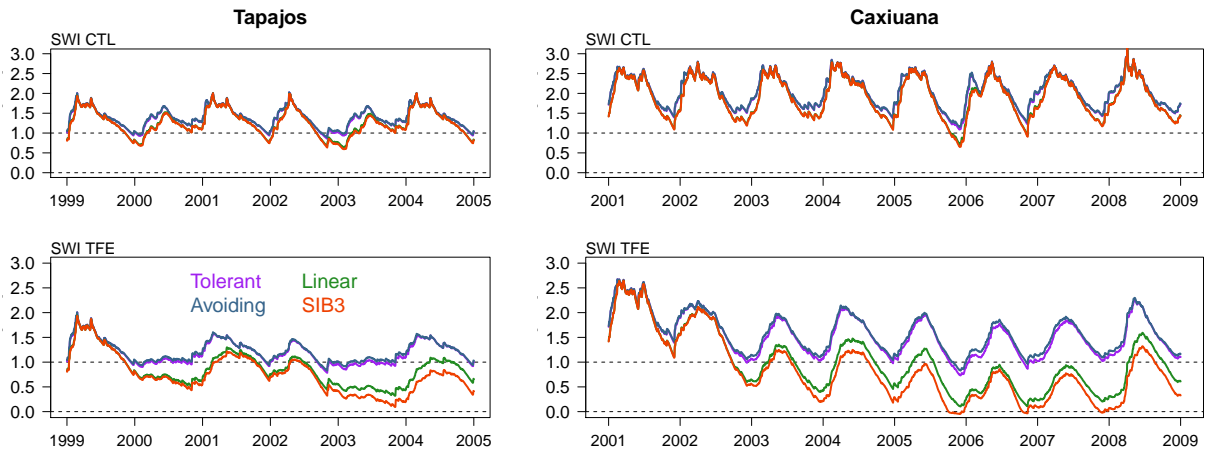


FIGURE 2.4 – Simulated daily Soil Wetness Index (SWI) with the 4 WSF at Tapajos (left) and Caxiuana (right) for both CTL (top) and TFE for the full experimental period.

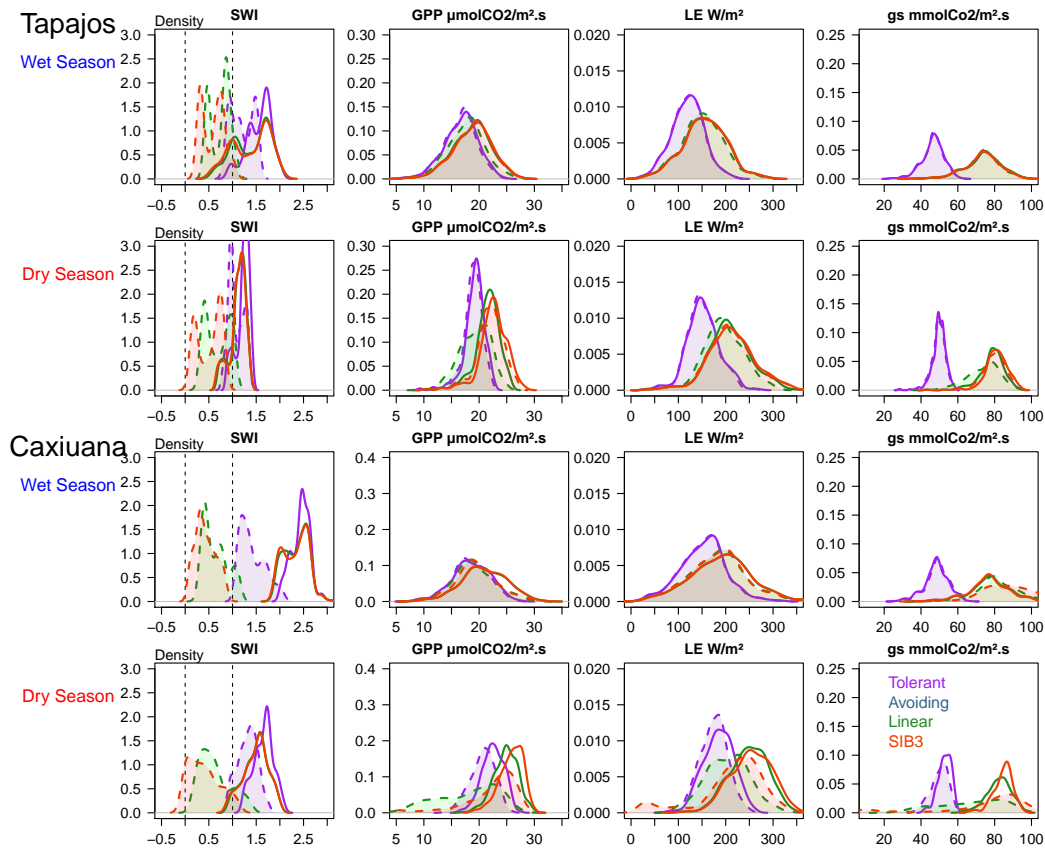


FIGURE 2.5 – Probability density functions of the daily Soil Wetness Index (SWI), Gross Primary Production (GPP), Evapotranspiration (LE) and the stomatal conductance (G_s), for the Tolerant, Linear and SIB3 WSF, calculated for the dry season (from August to October) and the wet season (from February to April) during the treatment period (i.e. baseline year excluded) at Caxiuana and Tapajos. Solid lines indicates the CTL plots and dashed lines and shaded areas the TFE plots. The daily means are calculated for incoming short wave radiation $> 100 \text{ W.m}^{-2}$.

In the CTL plot (solid lines), at both sites and for all WSF, the modeled values of g_s , LE and

GPP are higher during the dry season than during the wet season following the higher available energy, in line with less clouds, more solar radiation, less precipitation and an enhanced evaporative demand. Now, looking at the different WSF, in both seasons, the stomatal conductance is higher with the linear and SiB3 WSF (Fig. 2.1) which enhances LE and GPP. Using linear and SiB3 WSF also results in a stronger response to drought than using the drought-avoiding and tolerant WSFs. Therefore, during a drought (dashed lines and shaded areas), the distribution of SWI is shifted towards lower values with SiB3 and linear WSFs compared to the original WSF. Indeed, with the tolerant (and avoiding) WSF, the SWI remains above 0.5, even during TFE, whichever season is considered. Therefore the simulated vegetation response to TFE for these WSF is rather weak.

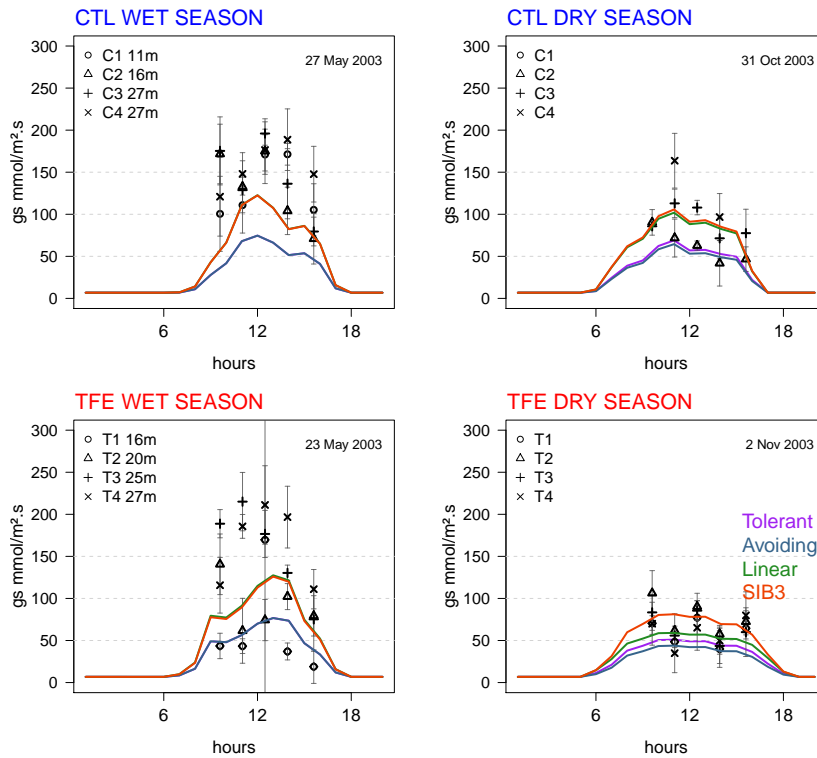


FIGURE 2.6 – Seasonal variability of the diurnal cycle of stomatal conductance at Caxiuanã. Measurements were taken on 4 days at 4 different heights in the canopy : C1-C4 designate trees in the CTL plot and T1-T4 trees the TFE plots and simulated g_s with the 4 WSF (lines) are representing the all canopy.

At Caxiuanã, the reduction of SWI during TFE is more pronounced than at Tapajos, consistent with the sandier soil and the longer experiment. The strongest responses of the carbon and water fluxes happen during the dry season, when the soil moisture content drops close to wilting point revealing the high sensitivity to soil moisture content, and therefore to the seasonality in ISBA_{CC}. Also, the response is more pronounced with the Linear and the SiB3 WSF than with the original functions, and, at Caxiuanã than at Tapajos.

As the modelled carbon and water response to drought are mainly driven by the stomatal response to drought, Fig. 2.6 shows the seasonality of the simulated and observed hourly stomatal conductance at Caxiuanã for a few days for the control and the TFE. All model simulations underestimate wet season g_s in both plots, particularly with the tolerant and avoiding WSF. The dry season observations are better captured, and at both sites, all models appear to be

within the range of the observations which themselves span across a range of species, and thus show significant spread. However, and despite the high spread between observed g_s values, the response to drought seems to be underestimated by all WSF except when soil moisture becomes extremely limited (TFE and dry season). Note that the g_s simulated with the linear WSF is the most reactive to drought.

Moving to annual fluxes (Fig. 2.7), for all water stress functions, $ISBA_{CC}$ simulates some decrease in LE and GPP between the CTL and TFE plots. The Linear WSF predicts a larger decline in LE and GPP, which is closer to observation-constrained estimates at both sites (Fisher et al., 2006; Markewitz et al., 2010). The SiB3 WSF allows a higher transpiration rate than the Linear function for the same intermediate SWC (Fig. 2.1), depleting the soil water faster, and giving a later but stronger response to drought at Caxiuanã.

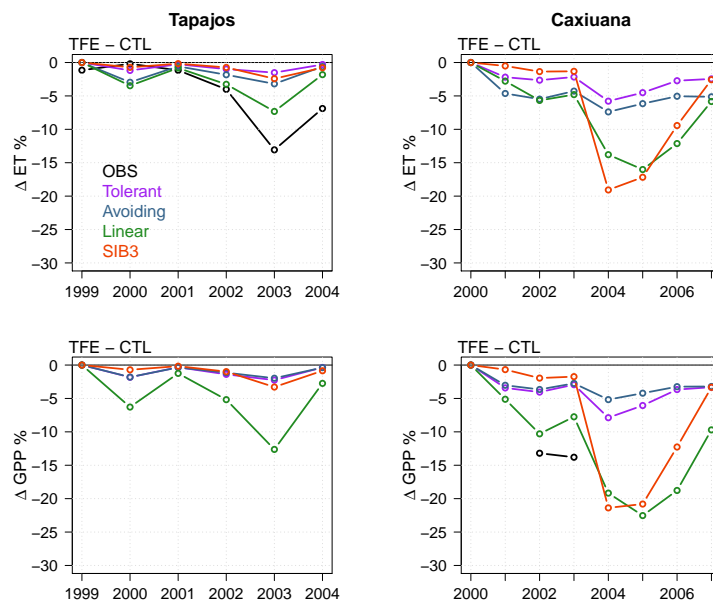


FIGURE 2.7 – Annual mean differences (TFE plot minus CTL plot) in simulated ET (top) with $ISBA_{CC}$ and Markewitz’s model outputs as proxy (Markewitz et al 2010). Annual differences (exclusion plot minus control plot) in simulated GPP (bottom) with $ISBA_{CC}$ and SPA’s model outputs as proxy (Fisher et al 2007).

Fig. 2.8 shows the difference between TFE and CTL of the measured daily sap flow and the simulated daily transpiration using the linear WSF. While they can’t be quantitatively compared, the sap flow measurements are a good proxy to evaluate the seasonality of the transpiration. The model simulates reasonably well the seasonality of the reduction in transpiration induced by TFE. Note that only the simulation using the linear WSF is plotted in Fig. 2.8, as transpiration simulated with other WSFs greatly differ in amplitude but not in seasonality.

Autotrophic and heterotrophic respiration

We compared the model output to estimates of ecosystem carbon fluxes derived by (Metcalf et al., 2010) at Caxiuanã. The model overestimates woody tissue respiration and underestimates respiration of leaves and roots. These errors compensate each other and overall the $ISBA_{CC}$ reasonably matches the yearly heterotrophic and autotrophic respiration fluxes at Caxiuanã (Fig.2.9, CTL). This result remains valid over several sites across the Amazon watershed when comparing $ISBA_{CC}$ to the dataset compiled by (Malhi et al., 2009b) (not shown).

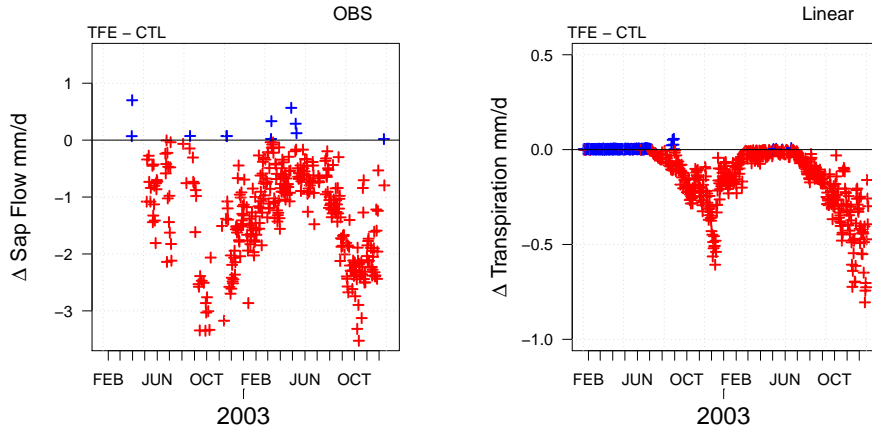


FIGURE 2.8 – Difference (TFE plot minus CTL plot (Δ)) in daily observed sap flow and simulated transpiration at Caxiuana from february 2002 to December 2003. Red crosses indicate $\Delta < 0$ while blue crosses indicate $\Delta > 0$.

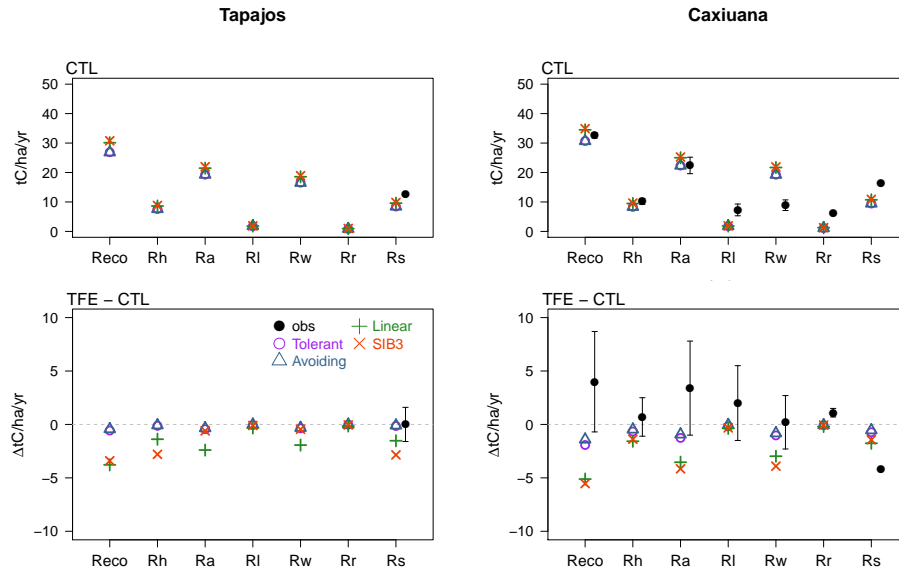


FIGURE 2.9 – Annual Ecosystem (R_e), Heterotrophic (R_h), Autotrophic (R_a), Leaf (R_l), Wood (R_w), Root (R_r) and Soil (R_s) Respirations for the fourth year of the experiment for the control plot (top) and the difference between the exclusion and control plot (bottom) at Tapajos (left) and Caxiuana (right).

At Caxiuana, whole ecosystem respiration was observed to increase during the TFE experiments mainly attributable to a temperature corrected enhanced leaf respiration rate per unit LAI (Metcalf et al., 2010), as also observed during seasonal drought elsewhere in the Amazon (Miranda et al., 2005). One hypothesis to explain this observation is that the enhanced respiration may supply the supplementary energy demand induced by drought to actively maintain the gradients of the vacuolar solute to keep a minimum turgor (osmotic adjustment) and/or to repair water stress induced cell damage (Metcalf et al., 2010; Atkin et Macherel, 2009, and references within).

In contrast to the observations, $ISBA_{CC}$ predicts a decrease of the autotrophic respiration with drought that is not balanced by the increase in vegetation temperature due to the decrease in latent heat production (which reaches a maximum of 2°K during the driest dry season). The $ISBA_{CC}$ model, in common with the majority of ecosystem models, couples autotrophic respiration to assimilation, and implicitly to the LAI, and therefore declines during drought. In $ISBA_{CC}$, as the heterotrophic respiration is a function of the soil water content, it decreases when in drought, which is not in agreement with observations.

2.4.2.2 Biomass carbon stocks

The simulated daily LAI compares reasonably well with the in situ observation at both control sites (Fig. 2.10). The SIB3 and linear WSFs result in LAIs a little higher than the tolerant and avoiding WSFs (in line with a higher g_s and GPP, seen in Fig. 2.1). At Tapajós, $ISBA_{CC}$ underestimates LAI in 2000 and 2001, which might be explained by the reconstructed forcing for these years missing variation in the meteorological conditions that might have promoted higher LAI. At Caxiuanã the anomalously low LAI value ($4 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) measured in November 2002 is not captured by the model.

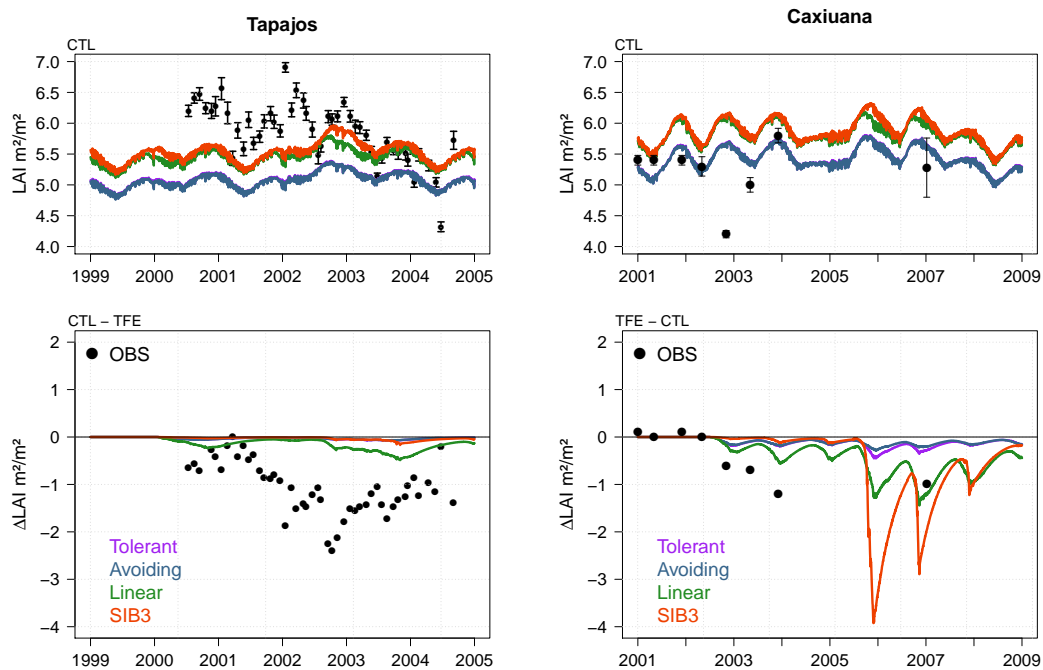


FIGURE 2.10 – Times series of the daily Leaf Area Index (LAI) for the control plot (top) and the difference between the exclusion and control plot (bottom) at Tapajós (left) and Caxiuanã (right).

$ISBA_{CC}$ fails to simulate the observed substantial loss of LAI (from 1 to 2 points, about 20 % of leaf area, (Meir et al., 2009) during TFE at both sites. With the tolerant and avoiding WSFs, the soil water content remains above field capacity ($SWI > 1$, Fig. 2.4) at both sites, there is almost no hydrological stress, and the simulated LAI shows no response to drought. When using the linear or SIB3 WSF, the loss of LAI remains underestimated at Tapajós, where the SWI remains relatively high compared to Caxiuanã (Fig. 2.4). At Caxiuanã, the observed LAI in the TFE experiment diverged from the control within 2 years by more than one LAI unit.

There are no LAI measurements between 2004 and 2007. The model underestimates the early LAI decrease consecutive to TFE in 2003 with all the WSFs. From the end of 2005 through 2007, the SiB3 WSF results in strong and rapid decreases of LAI during the dry seasons followed by rapid recovery during the wet seasons, partly driven by the the strong seasonality of the soil moisture which almost reaches the wilting point during each dry season after 2005 (Fig. 2.4).

Although there were no LAI observations in 2005 and 2006, it is likely that this 4 point decrease of simulated LAI is too strong, and the speed of the recovery is not realistic. The fast changes in modelled LAI (Fig 10) showing little memory of previous droughts are coherent with the model's hypothesis that the LAI is driven by current assimilation (Gibelin et al., 2006). With the linear WSF, the model's behavior is closer to reality because the SWC remains higher and the vegetation shows a smoother response to drought.

Above-ground biomass observations at Caxiuanã show a reduction of stand-level biomass by 20 % after 7 years of TFE, mainly due to enhanced tree mortality. The model predicts AGB in the CTL plot with some skill, but the loss of AGB in the TFE is strongly underestimated with the Linear and SiB3 WSF, and not captured at all with the original WSF (Fig. 2.11). This result is not surprising since $ISBA_{CC}$ only represents background turnover rates depending on biomass stocks and fixed turnover times. There is no representation of mortality processes driven by plant physiology or strong climate anomalies.

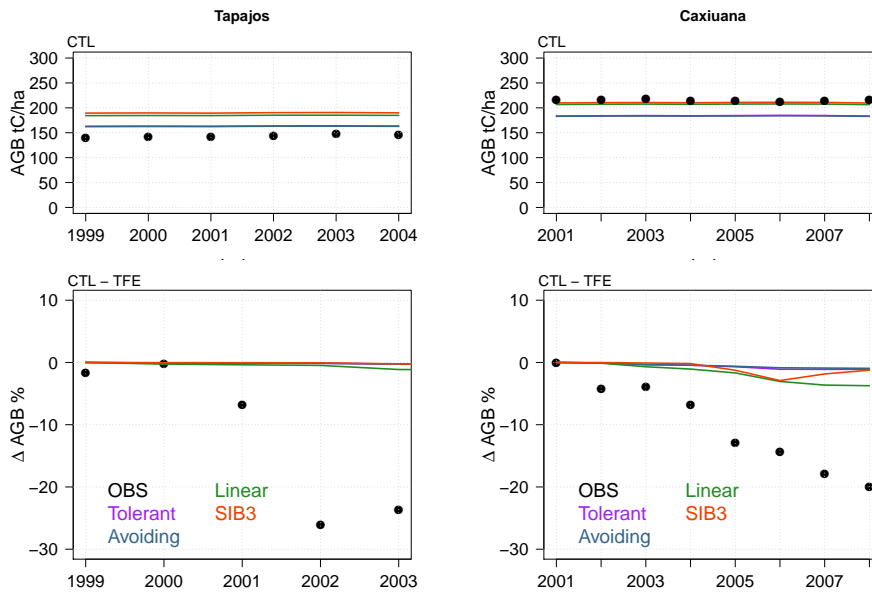


FIGURE 2.11 – Times series of the yearly Above Ground Biomass (AGB) for the control plot (top) and the difference between the exclusion and control plot (bottom) at Tapajos (left) and Caxiuanã (right).

2.4.3 Drought response sensitivity to background temperature and CO_2

Fig. 2.12 shows simulated monthly LE and GPP against monthly SWI computed at Caxiuanã over the whole 2001-2008 period, with the linear WSF forced by the original forcing and by three modified meteorological forcings (Table 2.4). Under a warmer climate (+4°C), the higher

evaporative demand increases LE (Fig 2.12 a b black dots), and the model becomes more sensitive to drought (Fig 2.12a b red dots). Conversely, LE is strongly reduced when imposing a high CO₂ concentration due to increased water use efficiency (WUE) because stomata need to be less open, therefore reducing transpiration, for the same CO₂ uptake (Woodward, 1987; Lloyd et Farquhar, 2008). Consequently ISBA_{CC}'s sensitivity to the experimental drought is completely dampened. The SWI remains close to or above 1 even when removing 60% of the incoming throughfall (red dots).

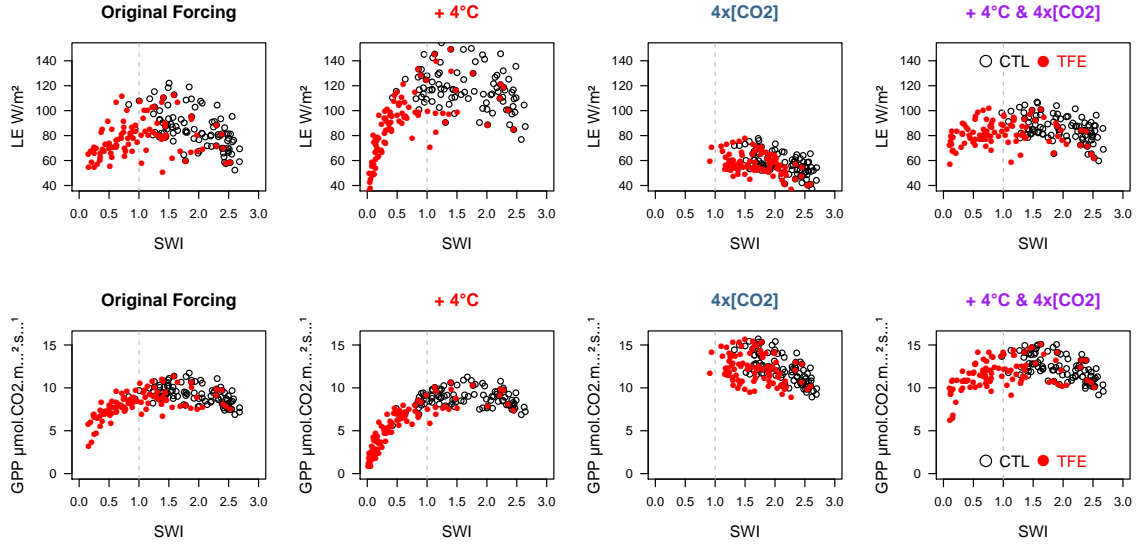


FIGURE 2.12 – Simulated monthly LE and GPP vs monthly SWI using the Linear WSF, under undisturbed and disturbed meteorological forcings for both CTL (black empty dots) and TFE (red full dots) plots at Caxiuna.

The GPP is barely impacted by the +4°C in the CTL plot as the temperature is already close to the assimilation optimum temperature, but is limited in the exclusion plot due to the stronger water stress linked with temperature-induced higher evaporation rates. Maximum GPP increases by about 50% under 4x CO₂ because of the fertilization effect. It remains high in the TFE plot because the soil remains wet due to the reduction of transpiration. Indeed under higher CO₂ concentration, the CO₂ diffusion into the mesophyll is easier, therefore enhancing the carboxylation rate (Lloyd et Farquhar, 2008, and references within). Merging the two treatments (+4°C and 4xCO₂), the higher evaporative demand balances the increased WUE and leads the model to simulate a soil moisture deficit. Note that using the SiB3 SWF leads to similar patterns (not shown) indicating that the strong environmental changes imposed here dominate the model's sensitivity to drought.

2.5 Discussion

2.5.1 Water stress functions

The drought-avoiding and tolerant strategies originally implemented in ISBA_{CC} are not effective at simulating gas exchange fluxes when running the model over the Amazon forest, even when the soil moisture is not limiting. This conclusion is very likely to remain valid for other tropical forests and further studies need to assess their validity at global scale. Also, even if the original WSF meant to represent isohydric and anisohydric drought responses, their results are not consistent with physiological observations since there is little difference in modeled transpiration

between both strategies due to a f_0 compensation effect. The linear WSF is more suitable for ISBA_{CC} but, as the WSF is applied to g_m and not to g_s , the response to drought of g_s is not linear (Fig. 2.1). The SiB3 WSF responds too strongly to drought.

The difference in timing and amplitude of the vegetation response to drought when using the linear and SiB3 WSFs illustrate the model sensitivity to the chosen WSF. The WSF parameterization is also likely to be site dependent making the WSF modeling more challenging. However, the formulation of the WSF greatly differs from one land surface model to another (Egea et al., 2011b; Zhou et al., 2013) reflecting our inability to define the general behavior(s) of a multi-specific biome while the physiological processes are not yet fully understood. The use of ‘hydrodynamic’ models, that do not include empirical soil moisture response functions, but instead predict drought-induced stomatal closure from the simulation of hydraulic potential in the continuum soil-plant-atmosphere, has demonstrated some promising results (Fisher et al., 2006, 2007; Zeppel et al., 2008; McDowell et al., 2013).

2.5.2 Respiration

Despite measurement uncertainties, leaf respiration at Caxiuanã increases significantly with drought (Metcalf et al., 2010), a process not captured by ISBA_{CC}. Other LSMs exhibit the same behavior as shown by the multi-model comparison against the TFE data (Powell et al., 2013). Although a decrease in leaf dark respiration is usually observed when photosynthetic capacity declines under drought, increases in leaf dark respiration have been observed elsewhere (Metcalf et al., 2010; Atkin et Macherel, 2009), including in Amazonia during seasonal drought (Miranda et al., 2005). As asked by (Powell et al., 2013), are we missing a critical physiological process to accurately compute the plant carbon balance during drought? Even if changes in respiration might be smaller than the decrease in carbon assimilation when in drought (Atkin et Macherel, 2009), considering the relevance of R_{eco} in the net carbon flux further observations and research is needed.

2.5.3 Mortality

The inability to simulate drought-induced tree mortality highlighted by the TFE is expected from a compartment carbon model such as ISBA_{CC} that has no deterministic climate-mortality relationship. It also concerns LSMs linking mortality to negative carbon balance through the carbon starvation hypothesis (da Costa et al., 2010; Powell et al., 2013; McDowell et al., 2013). Mortality driven by climate and especially drought since it is a significant driver of mortality (Allen et al., 2010), is a required process to implement in LSMs to assess the resilience of the Amazon forest under climate change and to reasonably estimate vegetation feedbacks when running LSMs coupled with global climate models.

Mortality is a complex process, highly non linear in both time and space (Allen et al., 2010; Fisher et al., 2010; McDowell, 2011). Unfortunately as ISBA_{CC}, like most LSMs, does not account for the water column pressure within the xylem, the drought induced cavitation process cannot be represented. Besides, increased mortality risk during drought is associated with other processes like fire or insect outbreaks. Therefore mortality is not yet fully understood, and commonly used LSMs use a wide array of algorithms to represent plant mortality (McDowell et al., 2013). Throughfall exclusion experiments should therefore be used in combination with other datasets, rather than used alone to improve the mortality response to drought in LSMs. The results from the experiments contain uncertainty in the impact on biomass over 1 ha, particularly as it is the bigger trees that tend to die first (in both the experiments and in natural droughts; (Nepstad et al., 2007; Meir et al., 2009; Phillips et al., 2010), although at Caxiuanã baseline mortality rates in the experiment were strongly consistent with data from multiple nearby monitoring plot,

adding confidence to the observed mortality impacts. However, the detailed longitudinal datasets and the control over soil moisture that these experiments offer yield insights into ecological processes and dynamics that are not available from forest inventory datasets, and yet are crucial for validating the processes represented by LSMs. Therefore, a combination of data sources seems the most effective way forward to constrain and evaluate forest demography and ultimately biomass within LSMs, and its sensitivity to climate, for example through using data from long term inventory plots such as those from (French Guyana) since 1991, the RAINFOR datasets in Amazonia (Phillips et al., 2009) or trait-based mortality model outputs (e.g. Aubry-Kientz et al., 2013), as well as the detailed results from the throughfall exclusion experiments.

2.5.4 Drought responses changes under different background conditions

Increases in CO₂ and temperature are modeled to have antagonistic effects on soil moisture through evapotranspiration because the WUE increases under higher CO₂ concentration (reducing transpiration) while higher temperature will enhance transpiration through a higher vapor pressure deficit. The simulated ET is highly reduced when imposing a high CO₂ concentration and ISBA_{CC}'s sensitivity to TFE is completely dampened. Unfortunately, there are no direct observations of the response to elevated CO₂ in tropical forests with which to constrain the reduced transpiration effect implemented in ISBA_{CC} (and in other LSMs). The disputed increasing global runoff over the past 50 years, attributable to CO₂ induced stomatal closure (Gedney et al., 2006; Betts et al., 2007), or more recently, the strong positive trend of WUE deduced from 21 fluxtowers (Keenan et al., 2013) over the past two decades, can't really be used as proxies. Nevertheless, projections are highly sensitive to the response of the stomatal closure to a CO₂ enrichment (Cowling et al., 2008; Good et al., 2012; De Kauwe et al., 2013). If, as recently suggested in Keenan et al. (2013), LSMs tend to underestimate CO₂ induced stomatal closure, it is likely that increasing WUE will partly offset future droughts, and mitigate the dryer and longer expected dry season (Fu et al., 2013). Therefore, the stomatal response, which regulates the water exchange within the soil-plant-atmosphere continuum, is fundamental to modelling the vegetation response to climate change (Berry et al., 2010). On the other hand, less ET reduces the water flux towards the atmosphere, the local evaporative cooling, and might reduce precipitation through vegetation-atmosphere feedbacks. Numerous global climate model simulations of deforestation in the Amazon showed that regional precipitation is expected to decrease because of the combined influences of increased albedo, decreased surface roughness and decreased water recycling that accompany deforestation (e.g. Malhi et al., 2008; Coe et al., 2009). Increased WUE is obviously not equivalent to deforestation since it does not affect albedo or surface roughness but will affect the whole basin while deforestation won't.

2.6 Conclusions

Accurate representation of soil moisture and its seasonal dynamics is a prerequisite to simulate drought impacts on vegetation. However, in spite of a reasonable hydrology, ISBA_{CC} fails to correctly simulate the vegetation response to the two Amazon rainfall exclusion experiments. First, a sensitivity analysis based on four WSFs showed that the amplitude and timing of ISBA_{CC}'s vegetation response to drought is quite sensitive to the WSF chosen. The drought-avoiding and tolerant strategies originally implemented in ISBA_{CC} are not suitable for the Amazon forest on account of a g_s significantly lower than that observed. Of the functions we tested, the simplest linear function performs best.

While at Caxiuanã, the measured autotrophic respiration tends to be higher in the TFE than in the CTL plot, ISBA_{CC} simulates an opposite trend. The observed loss of AGB, hiding the drought enhanced tree mortality, was greatly underestimated or even not captured by the model,

as it doesn't represent mortality driven by strong climate anomalies.

In the CTL plots, the representation of the vegetation (in terms of fluxes and stocks) is quite well simulated by ISBACC but, physiological processes are missing to correctly estimate the vegetation response in case of drought. We also showed that the vegetation response to higher CO₂ and warmer temperature greatly affects its response to drought. As discussed, this can have great impacts to estimate the Amazon response to climate change and the vegetation feedbacks in climate projections.

Land surface models are designed to conduct investigations of processes with large spatial and temporal scales, and therefore, the vegetation representation necessarily includes many empirical approximations and coarse abstractions of reality. The definition of a generic drought response for Amazonian forests is evidently a difficult undertaking, particularly given evidence of the functional diversity of these forests in hydraulic functioning alone (Fisher et al., 2006; Baraloto et al., 2010). The introduction of more complex mechanistic models of drought stress removes the requirement to generate these empirical functions, but implies significantly higher model complexity and requirements for model specification using data that are difficult to acquire (root density, soil hydraulic conductivity, xylem conductance, etc.). The optimal strategy for drought simulation in land surface models remains unclear at this time. Further to this, better mechanistic understanding of the forest responses to drought under a warmer climate and higher CO₂ concentration is clearly needed, as some physiological processes are not yet fully understood and/or little observations are available, to improve LSMs.

Acknowledgments

The authors are grateful to Colin Prentice, Jérôme Chave, Lawren Sack, Bruno Hérault, David Galbraith, Paulo Brando and Daniel Markewitz for helpful discussions and/or for providing datasets. P.M. acknowledges support from ARC FT FT110100457 and NERC NE/J011002/1. Thanks are also due to the AMAZALERT FP7 project for supporting this study.

2.7 Critiques

Il était tentant, pour cette étude, de prescrire l'eau du sol observée dans ISBA_{CC} afin de se focaliser sur la réponse de la végétation simulée et de s'affranchir des incertitudes liées à la représentation de l'eau du sol. Cependant, les observations du contenu en eau du sol ne sont pas disponibles sur toute la période des TFE, ni sur toute la profondeur de sol. De plus, il faudrait connaître le profil vertical de la capacité au champs et du point de flétrissement, car les WSFs, et donc la transpiration et l'assimilation, dépendent du contenu en eau du sol et de ces deux paramètres.

Réponses d'ISBA aux sécheresses historiques

3.1 Cycle hydrologique

On retrouve sur les séries temporelles des précipitations GPCC moyennées sur le bassin versant amazonien (BV12) et de débits à l'exutoire (Obidos), les années particulières qui ont touché cette région de 1981 à 2010 (fig. 3.1), décrites dans la partie précédente. L'intensité d'un événement extrême se mesure par son écart à la moyenne, i.e. la déviation par rapport au cycle annuel moyen qui est représentée en noir pour les débits et les précipitations. On remarque ici, que les sécheresses météorologiques (déficit de précipitations) importantes induisent une sécheresse hydrologique (déficit de débit) décalée de quelques mois comme en 2010 par exemple.

Dans ce chapitre, nous étudierons les anomalies qui représentent l'écart entre la série temporelle et son cycle annuel moyen calculé sur une période de référence allant de 1981 à 2010 (30 ans). Néanmoins, les données d'évapotranspiration et de ΔTWS ne recouvrent pas toute cette période ainsi, les périodes de référence choisies sont de respectivement 27 et 8 ans. Considérer les anomalies permet de se focaliser sur la variabilité inter-annuelle. Dans ce but nous avons également retiré des tendances linéaires.

Les excès de précipitations (anomalies positives) peuvent entraîner des inondations comme dans les années 1989, 1999 et 2009 (Marengo et al., 2011b) (fig. 3.1). A l'inverse, une anomalie négative de précipitation traduit un déficit, qui peut être le résultat d'une saison sèche plus sèche que la normale (e.g. 2005, 2010), d'une saison humide moins humide (e.g. 1992), ou encore d'un déficit persistant qui s'étale sur plusieurs saisons (e.g. 1983, 1997/1998).

Sur le bassin versant amazonien, les anomalies de débits se corrèlent bien avec les anomalies de ΔTWS mesurées par GRACE (fig. 3.2), où l'on repère bien un déficit des stocks d'eau continentaux en 2005 et 2010, et un excès en 2009. En revanche, les anomalies d'évapotranspiration calculées à partir du produit MTE (Jung et al., 2011) montrent un signal bruité, en lien avec un cycle annuel peu marqué, accompagné d'une amplitude très faible ($\in [-0.1, 0.1]$ mm/d). Ces observations sembleraient indiquer une augmentation (très faible) de l'évapotranspiration pendant les années sèches. L'intégration du signal sur l'ensemble du bassin versant masque potentiellement des disparités locales, empêchant de voir une réponse de E à cette échelle.

ISBA simule raisonnablement la dynamique et l'amplitude des anomalies de débits mesurés à Obidos (fig. 3.2), quelle que soit la version du modèle utilisée. Pour les années particulières,

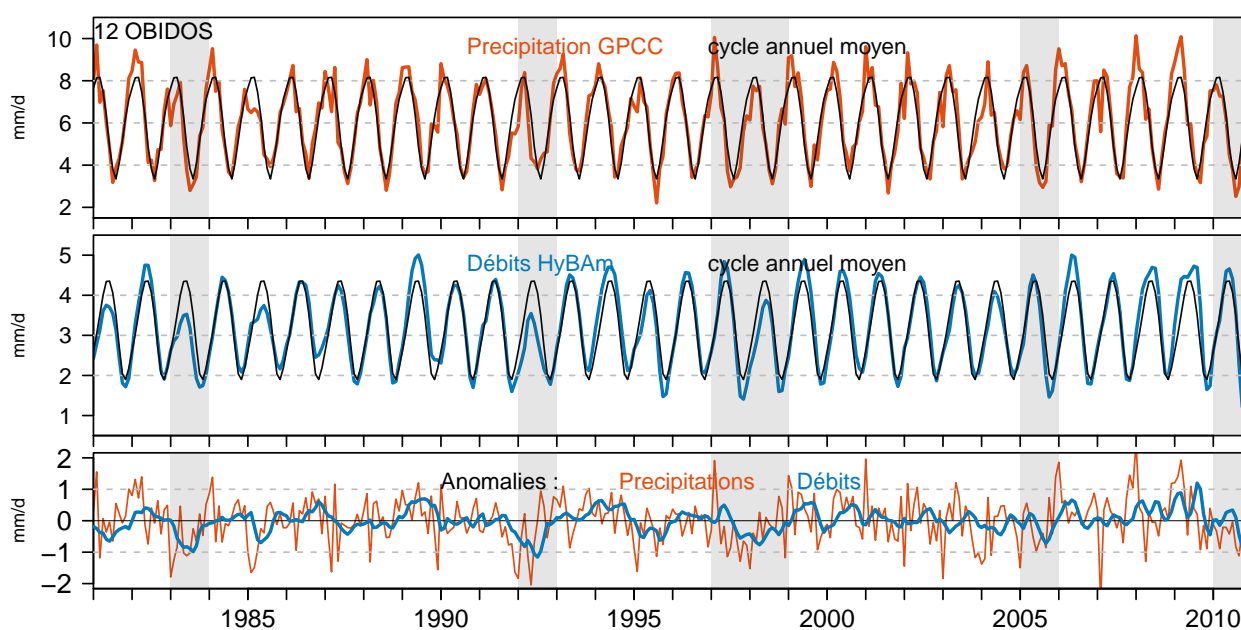


FIGURE 3.1 – Précipitations GPCC moyennées sur le bassin versant d'Obidos (BV12) et débits HyBAm mesurés à l'exutoire en mensuel de janvier 1981 à décembre 2010. Les anomalies (déviations par rapport au cycle annuel moyen) de débits et de précipitations sont également tracées. Les rectangles gris soulignent les sécheresses historiques des années 1983, 1992, 1997/1998, 2005 & 2010.

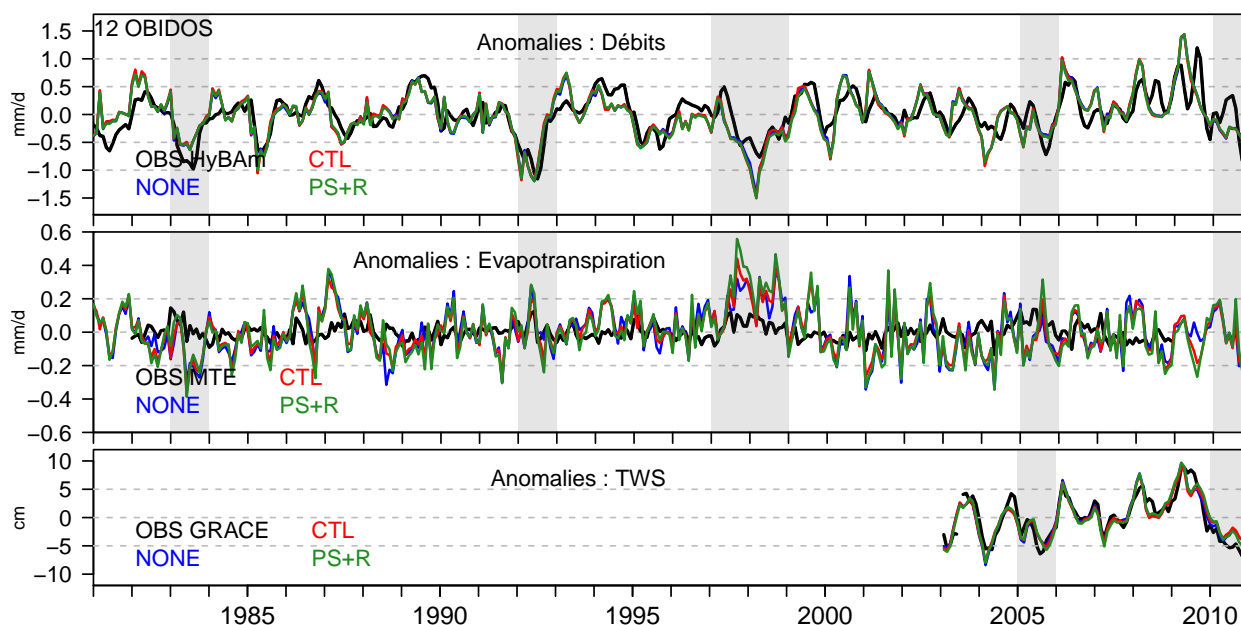


FIGURE 3.2 – Anomalies mensuelles des débits observé (HyBAM) sur la période 1981 2010, de l'évapotranspiration (MTE (Jung et al., 2011) de 1982 2008 et des Δ TWS (GRACE) de 2003 à 2010. La période de référence utilisée pour le calcul des anomalies est celle des observations. Les anomalies de ces trois variables simulées par ISBA avec les paramétrisations NONE, CTL & PS+R sont également représentées. Les rectangles gris soulignent les sécheresses historiques des années 1983, 1992, 1997/1998, 2005 & 2010.

ISBA capture la bonne amplitude du déficit de débit en 1992 lié à une sécheresse de saison humide, mais sous estime le déficit pour les sécheresses des saisons sèches (1983, 2005 et 2010). La surestimation du déficit sur le début de l'année 1998 peut partiellement s'expliquer par l'augmentation de l'évapotranspiration simulée en fin 1997. Dans le modèle l'eau du sol n'est pas limitante ce qui autorise plus d'évapotranspiration en lien avec une augmentation du VPD et de la température. En dépit de ces biais, la dynamique des anomalies est bien capturée, sauf pour 2010 où, les observations indiquent, comme en 2005, des débits de crue importants suivis d'un déficit sur les débits d'étiage (octobre-décembre), alors qu'ISBA simule un déficit de débit persistant sur l'année 2010, mais pas en 2005. Il est fort possible que ce soit simplement le forçage, et non le modèle qui soit responsable de cette dynamique, puisque les données de précipitations GPCC montrent un déficit persistant en 2010, mais pas en 2005 (fig. 3.1).

En terme de stocks d'eau continentaux, ISBA sous estime légèrement les déficits enregistrés par GRACE en 2005 et 2010, mais capture bien la dynamique. Pour l'évapotranspiration, l'analyse est plus délicate, le signal reste très bruité dans les simulations. Si l'on simule un déficit de E en à la fin de l'année 2005 et 2010 de -0.2 mm/d, on retrouve de telles anomalies pour des années *classiques* (e.g. 1991). Néanmoins les années sèches de 1983 et 1998 illustrent des réponses contrastées de E simulée par ISBA. Avec une diminution en 1983 (sécheresse de saison sèche) et une augmentation en 1998 (sécheresse saison humide) ce qui traduit simplement l'effet de seuil que subit l'évapotranspiration qui diminue quand l'eau du sol est limitante.

Pour les anomalies, si l'on a discuté des résultats d'ISBA, sans se soucier de distinguer les différentes paramétrisations proposées, c'est que les courbes des simulations NONE, CTL et PS+R sont quasiment superposées. On peut voir que la simulation PS+R capture un petit peu mieux le déficit de Δ TWS en 2010 et que les anomalies d' E sont légèrement plus amples avec PS+R que CTL. Les mesures de débits à Obidos intègrent une grande surface et les résultats montrés ci-dessus peuvent peut-être cacher des disparités plus locales.

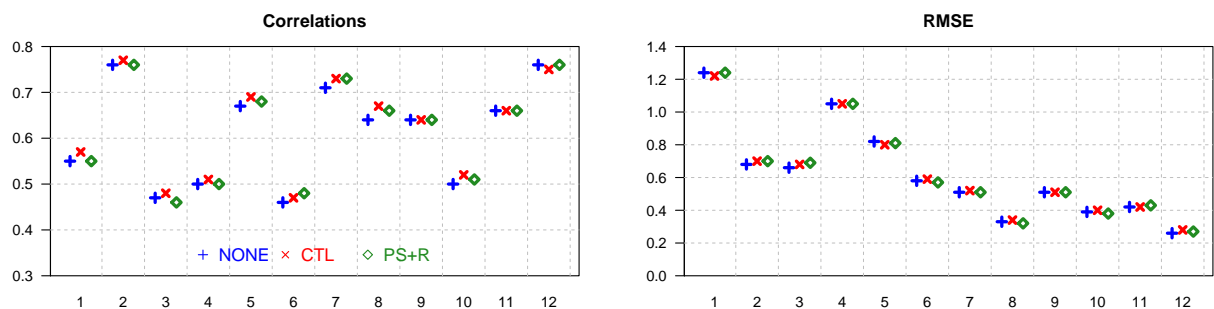


FIGURE 3.3 – Corrélations & RMSE (mm.d^{-1} des débits des 12 bassins versants sur la période commune aux observations et aux simulations (cf tab. 3.8)).

Les corrélations et RMSE des anomalies de débits calculés sur les 12 bassins versants (Part 1. fig 3.4) sont très corrects, et très similaires d'une paramétrisation à une autre (fig. 3.3). Les corrélations sont supérieures à 0.6 pour 7 bassins sur 12, et supérieures 0.45 pour les autres et les RMSE sont raisonnables. Ni l'implémentation du cycle du carbone (CTL), ni une nouvelle paramétrisation (PS+R) permettent de mieux capturer, en terme de dynamique et de quantité, les anomalies mensuelles de débits, mais les scores qui étaient déjà raisonnables ne sont pas dégradés. On retrouve également ce même résultat avec les données GRACE. Pour l'évapotranspiration, si l'on regarde les corrélations des anomalies en points de grille (fig. 3.4), la version PS+R améliore systématiquement les corrélations sur les anomalies par rapport aux versions NONE et CTL sur le bassin amazonien, mais les corrélations restent très modestes ($\in [-0.2; 0.5]$).

Il faut néanmoins rester prudent sur ce résultat car l'amplitude des anomalies MTE est certainement sous estimée et la variance expliquée faible (30 à 60%) (Jung et al., 2011).

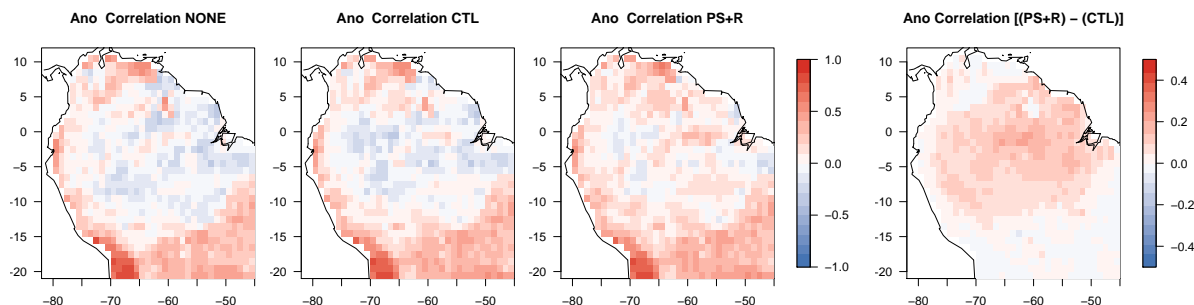


FIGURE 3.4 – Cartes des corrélations calculées à partir des anomalies mensuelles d'évapotranspiration MTE et simulée (NONE CTL et PS+R) sur la période 1982 - 2008. La figure de droite montre la différence entre les cartes de corrélations d'anomalies PS+R et CTL.

Si l'on regarde plus en détail les sécheresses de 2005 et 2010, le pattern des anomalies de Δ TWS calculées sur la deuxième moitié de l'année (de juillet à décembre) montre des déficits d'eau sur la quasi totalité (2010) et la totalité (2005) du bassin dans les observations GRACE, alors qu'ISBA montre des déficits avec des structures plus fines (fig. 3.5), très liées au pattern des précipitations que l'on peut déjà apercevoir en moyenne annuelle (fig. 1.1). En outre, PS+R simule un déficit légèrement plus important (quelques cm de hauteur d'eau équivalente) dans la partie Sud du bassin que les versions CTL et NONE (fig. 3.5).

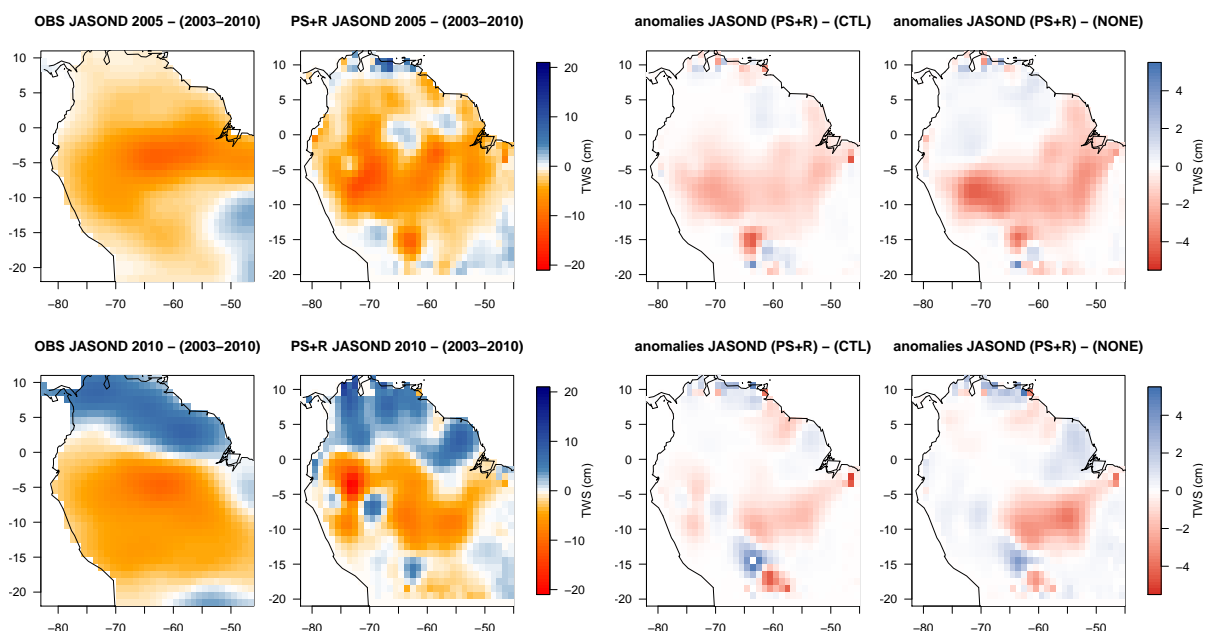


FIGURE 3.5 – Anomalies de juillet à décembre 2005 (haut) et 2010 (bas) par rapport à la période 2003-2010 de Δ TWS pour les observations et la simulations PS+R. Les graphes de droite montrent la différence sur cette même période des anomalies calculées entre les simulations PS+R et NONE, et PS+R et CTL.

Le pattern des anomalies d'évapotranspiration (fig. 3.6) simulées de juillet à décembre est as-

3.2. Réponse de la végétation

sez différent des reconstructions MTE qui voient une augmentation de E sur le Nord du bassin, jusqu'à 10°S. Les anomalies simulées sont, en terme d'amplitude plus importantes et plus contrastées sur le signe, avec une diminution de E sur l'Ouest et l'Est. Pour la sécheresse de 2010, les trois versions simulent une diminution de l'évapotranspiration d'environ 1 mm/d au maximum sur la deuxième moitié de l'année pour la partie Ouest et Sud du bassin en 2010, les différences d'une simulation à l'autre sont minimales.

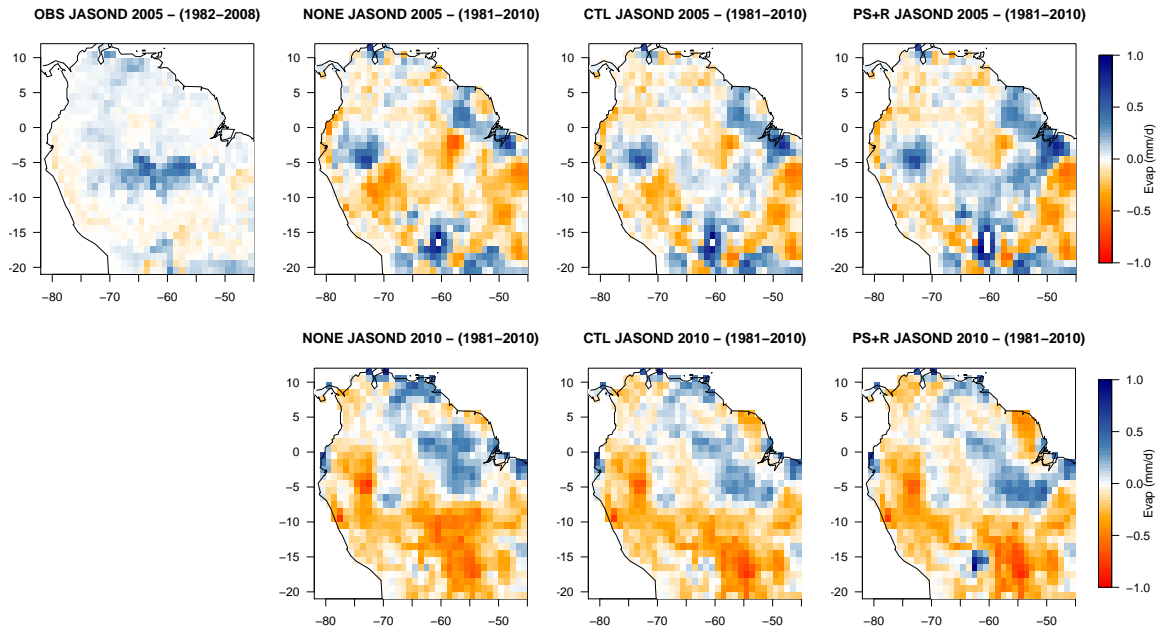


FIGURE 3.6 – Anomalies de juillet à décembre 2005 (haut) et 2010 (bas) par rapport à la période 1981-2010 d'évapotranspiration pour les simulations NONE CTL et PS+R. Les anomalies observées (Jung et al., 2011) calculées de juillet à décembre 2005 pour la période de référence 1982-2008 sont également cartographiées.

En résumé, ISBA simule raisonnablement les extrêmes de débits et de Δ TWS. Il est plus difficile de conclure sur l'évapotranspiration en raison du peu de confiance que l'on accorde aux observations MTE (et de la très faible variabilité intra et inter annuelle observée). Le pattern spatial des sécheresses, ici présenté pour les années 2005 et 2010 pour le Δ TWS reflète la répartition des déficits de précipitations GPCC du forçage. En outre, il semble (et pas seulement à Obidos), que le modèle tend à sous estimer le bilan hydrique dans le cas des sécheresses de saison sèche (2005 & 2010), ce qui pourrait s'expliquer par une sous-estimation des anomalies positives d'évapotranspiration dans ce cas. En effet, si les précipitations sont correctes, le fait que l'on voie cette sous estimation pour 2005 et 2010 à la fois sur les débits et sur les données GRACE, c'est l'amplitude, et le signe, de la réponse de l'évapotranspiration simulée qui est potentiellement responsable. La réponse de l'évapotranspiration ne varie pas linéairement avec le contenu en eau du sol. Les mesures fluxnet montrent bien une augmentation de E en saison sèche (Rowland et al., 2014), autorisée par une redistribution hydraulique de l'eau en surface, sous l'effet d'un rayonnement plus important, mais lorsque l'eau du sol est limitante, la fermeture des stomates diminue le flux transpiratoire.

3.2 Réponse de la végétation

Dans un esprit de synthèse, on regardera ici spécifiquement la réponse de la végétation à la sécheresse la plus sévère, i.e. 2010.

3.2.1 Réduction de l'assimilation ?

Quelles observations ?

Les données de fluorescence chlorophyllienne (f_s) mensuelles mesurées à 740 nm utilisées sont celles du satellite GOME-2, disponibles sur demande auprès de J. Joiner et décrites par Joiner et al. (2012, 2013). En moyenne annuelle (calculée sur 2 ans), le pattern de l'assimilation décrit par f_s est très cohérent avec celui de la GPP MTE (corrélation spatiale de 0.82) sur la zone étudiée. En revanche, sur la forêt amazonienne, la saisonnalité est en désaccord entre les deux jeux de données (fig. 3.7). En dépit de la courte série de données communes, ce résultat interroge car les corrélations sont négatives seulement sur la forêt amazonienne. On retrouve ce même résultat à l'échelle globale, avec une saisonnalité cohérente entre les deux jeux de données (corrélations > 0.5) entre -40°S et 60°S , mais les corrélations sont proches de zéro voire négatives sur les forêts tropicales.

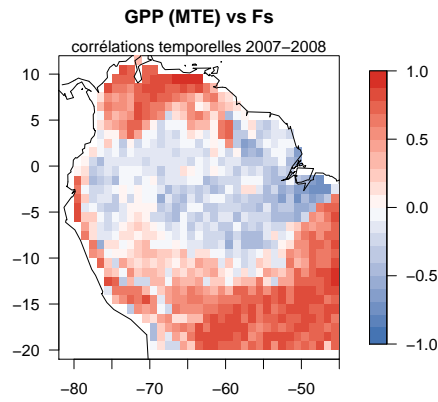


FIGURE 3.7 – Corrélations de la GPP MTE (Jung et al., 2011) et de la fluorescence (Joiner et al., 2013) sur les 24 mois (2007-2008) qui correspond à la période commune entre ces deux jeux de données

Réponse d'ISBA_{CC}

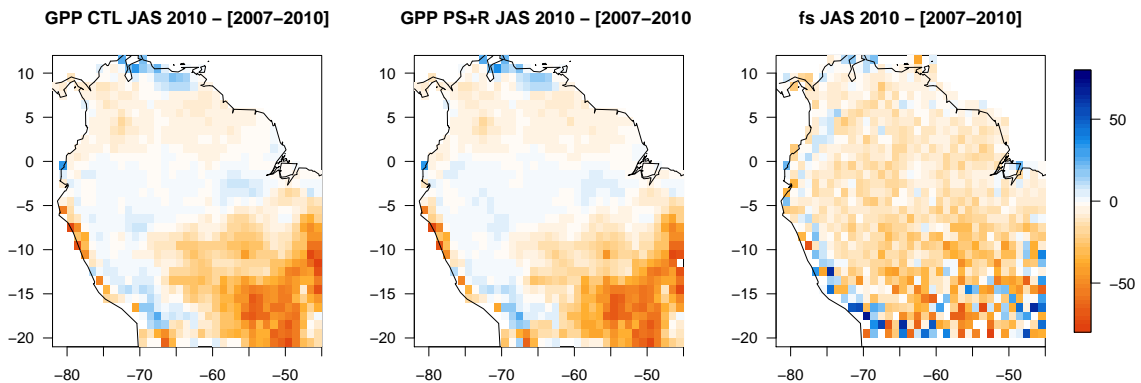


FIGURE 3.8 – Pourcentage de différence entre JAS 2010 et JAS de 2007 à 2010 pour les GPP simulées par CTL et PS+R et la f_s mesurée

Il y a, pendant le déficit de précipitation le plus important (JAS), une diminution de f_s de 5 à 25% sur le bassin amazonien relativement à la moyenne calculée de 2007 à 2010 de juillet à

septembre avec une diminution plus marquée dans le sud, qui traduit une réduction de la quantité de carbone assimilé pendant la sécheresse de 2010 relativement à la période 2007-2010. Les deux versions d'ISBA_{CC} reproduisent bien une diminution de la GPP au sud, mais ne simulent pas de réduction de la GPP au centre du bassin amazonien (fig. 3.8).

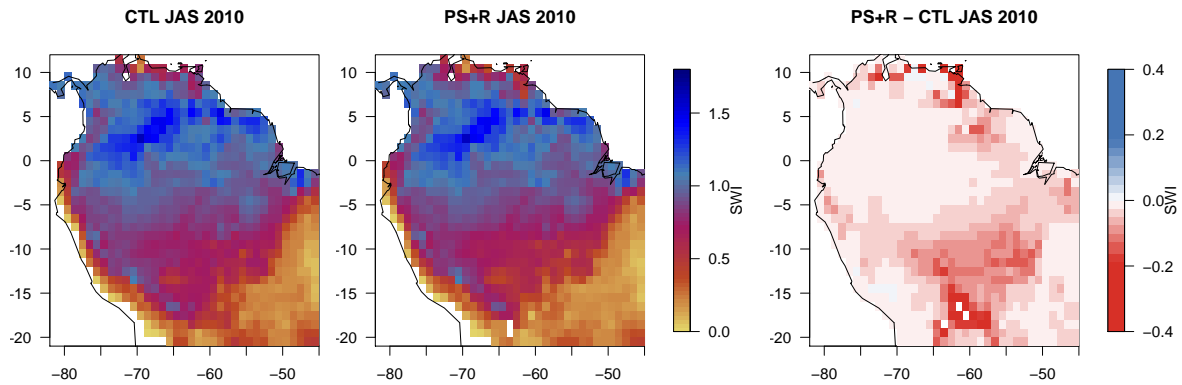


FIGURE 3.9 – Carte des SWI moyennés sur les mois de juillet à septembre 2010 simulées par CTL et PS+R. La figure de droite montre la carte des différences des SWI simulés moyennés sur JAS en 2010 entre PS+R et CTL.

Avec la version PS+R, les sols sont légèrement plus secs (fig. 3.9, droite) car l'évapotranspiration est plus forte relativement à la version CTL. Néanmoins, les SWI restent supérieurs à 0.5 (fig. 3.9) dans le centre du bassin, c'est-à-dire qu'au moins la moitié de la réserve utile est encore disponible pour les plantes. Ainsi, dans le modèle, la végétation n'est que modérément stressée, ce qui se traduit par une réponse modérée de la GPP et des réponses de la GPP très similaires entre les paramétrisations CTL et PS+R.

3.2.2 Réponse du bilan carbone à la sécheresse de 2010

On a vu dans la première partie de cette thèse que la version PS+R autorise, en moyenne annuelle, la végétation à stocker plus de carbone comparativement à la version CTL (fig. 3.22). En revanche pour l'année 2010 (fig. 3.10), le modèle simule un puits de carbone plus faible, voire une source de carbone, notamment au sud du bassin où les précipitations sont particulièrement en déficit (fig. 1.1). Cette tendance est plus marquée avec la version PS+R que CTL.

Dans le Sud et l'Ouest du bassin, on simule une diminution de l'assimilation de carbone (GPP) (fig. 3.11) induite par la sécheresse de 2010 que ne vient pas complètement contrecarrer la réduction de R_{ECO} , et le puits de carbone simulé se trouve réduit pour l'année 2010 comparativement à la moyenne climatologique. En outre, si la version PS+R simule une perturbation plus forte de la NEE, en dépit d'une réduction de GPP moins importante, c'est d'une part parce que la réduction de R_{ECO} est bien moindre avec PS+R que CTL. Et cela, du fait de R_A , qui dans le cas de CTL, est fortement réduite en 2010, mais peu impactée avec PS+R, notamment car elle est beaucoup plus faible. Et d'autre part, si l'on simule également une réduction de R_H , plus importante avec PS+R en lien avec un sol plus déficitaire en eau qu'avec CTL, les variations induites par la sécheresse sont plus faibles que celles de R_A .

Il est en outre important de noter que CTL & PS+R ne simulent que très peu d'impact de la sécheresse de 2010 sur la biomasse avec une diminution d'environ 1 % d'AGB sur le bassin amazonien pour l'année 2010 comparativement à la période de référence (1981-2010). Le LAI montre également une diminution très timide de 0.1 à 0.2 points. Bien que l'on manque d'observations

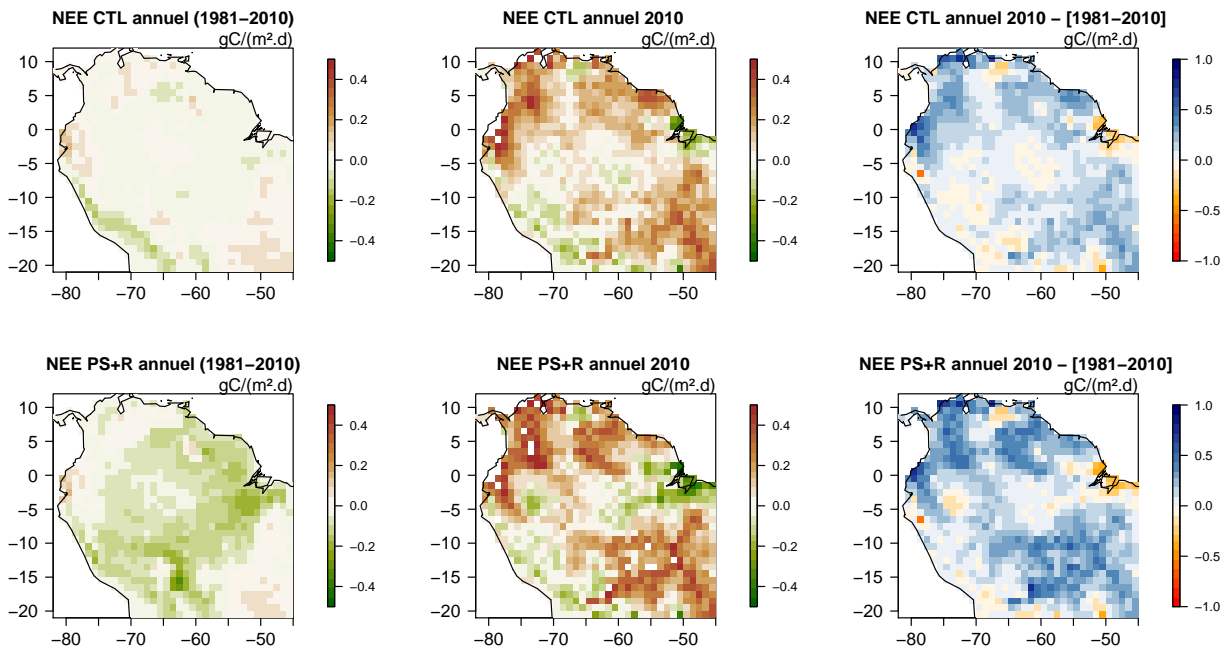


FIGURE 3.10 – Moyenne annuelles calculée de 1981 à 2010 (gauche), sur 2010 et anomalie (2010 - [1981-2010]) des NEE simulées avec les versions CTL (haut) et PS+R (bas).

pour conclure si l'une ou l'autre des versions est la plus réaliste, de manière qualitative ISBA va dans le bon sens et ce résultat illustre l'importance des fonctions de respirations pour établir la réponse du bilan carbone aux événements extrêmes.

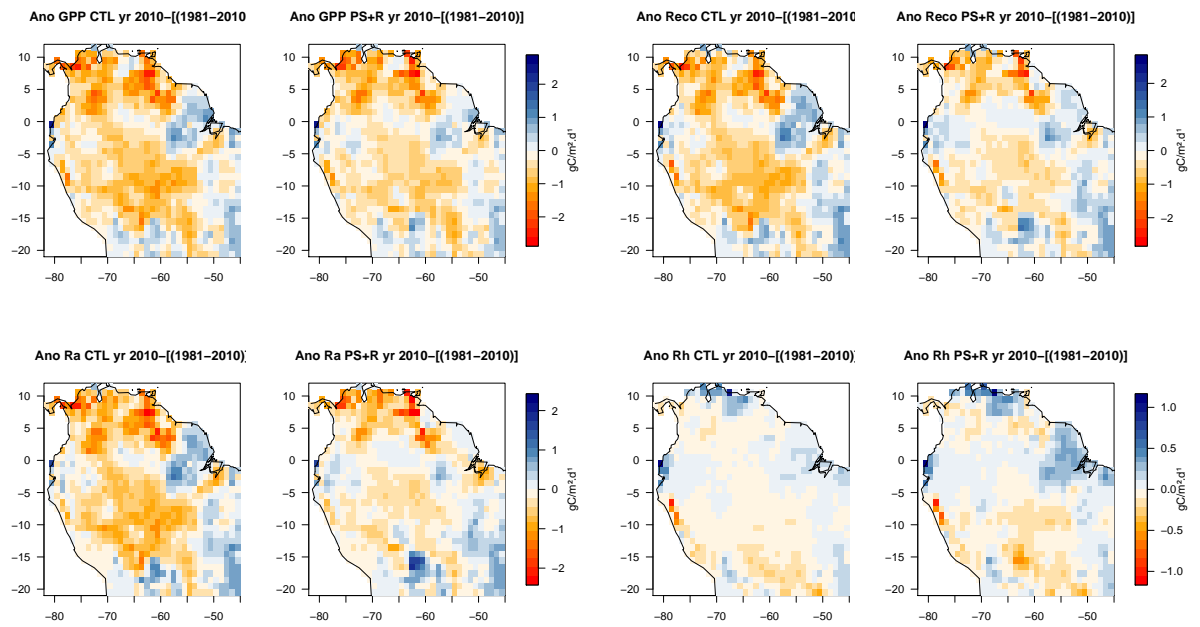


FIGURE 3.11 – Anomalies annuelles 2010 - [1981-2010] de GPP, R_{ECO} , R_A et R_H simulées par les versions CTL et PS+R.

SYNTHÈSE DE LA SECONDE PARTIE

La menace d'un climat plus sec en Amazonie à la fin du siècle associée aux incertitudes qui pèsent sur la réponse de la forêt à un stress hydrique mobilise la communauté scientifique depuis une décennie. En cas de sécheresse, on observe une diminution de la conductance stomatique, de l'assimilation, de l'évapotranspiration et une augmentation de la mortalité des arbres. Cette perturbation des cycles biochimiques est cruciale à quantifier, tant en climat présent que futur, au vu des rétroactions potentielles sur le cycle hydrologique et sur le cycle du carbone.

L'évaluation de la réponse d'ISBA_{CC} aux expériences de sécheresses artificielles a permis de choisir une fonction de stress plus adaptée pour simuler la réduction de l'évapotranspiration et de l'assimilation. Mais on a également mis en évidence des processus manquants, à l'instar d'autres LSMs, tels que la mortalité et la réponse de la respiration, nécessaire pour capturer l'ensemble des effets induits par une sécheresse. La complexité de ces processus, qui ne sont pas tous connus, associée à la diversité intrinsèque de la forêt amazonienne est un frein pour les modélisateurs, au même titre que le manque d'expérimentations de terrain.

A l'échelle du bassin, la réponse des débits et des variations de stocks d'eau aux événements extrêmes est cohérente avec les observations. Les anomalies sont fortement guidées par le forçage des précipitations et peu dépendantes du choix de la paramétrisation. Néanmoins, la sous-estimation des anomalies de débits et de Δ TWS pour les années 2005 et 2010 (sécheresse de saison sèche), interroge sur la représentation correcte des anomalies d'évapotranspiration. Si l'on manque d'observations fiables de la variabilité inter-annuelle des flux de carbone, de manière qualitative, la version PS+R simule une source de carbone plus importante en réponse à la sécheresse de 2010 que la version de contrôle. On illustre ici, malheureusement sans pouvoir statuer sur l'amélioration (ou non) du modèle, l'importance des fonctions de respiration pour établir la sensibilité du bilan de carbone en cas de sécheresse.

La partie suivante s'intéresse aux scénarios futurs, avec une attention particulière portée aux sécheresses, que ce soit via la réponse des précipitations et des autres composantes du bilan hydrique en futur, ou via la sensibilité de la réponse de la végétation à la paramétrisation de la surface.

Troisième partie

Scénarios du XXI^{ème} siècle

Généralités sur les projections climatiques du XXI^{ème} siècle

« Mieux vaut prévoir sans certitude que de ne pas prévoir du tout »
Henri Poincaré, La Science et l'hypothèse, 1902

L'influence des activités humaines sur le climat via les émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES) et d'aérosols, ainsi que les changements d'utilisation des sols (déforestation, agriculture), est aujourd'hui avérée. Il est donc légitime de se poser la question de l'évolution future de ces forçages et de leurs conséquences à long terme sur le climat. On parle alors de projections climatiques et non de prévisions car il est impossible d'anticiper précisément les évolutions économiques, technologiques et politiques qui sous-tendent les futures émissions de GES. Dès lors l'approche pour élaborer des scénarios consiste à « raconter » des histoires alternatives des évolutions plausibles du monde, en rassemblant des experts d'horizons divers (démographes, économistes, sociologues, spécialistes des technologies, etc...). Ces histoires sont traduites en valeurs des paramètres d'entrée (e.g. la croissance de la population) de modèles, dits d'évaluation intégrée (IAM, Integrated Assessment Model), qui représentent les évolutions conjointes des systèmes techniques, des comportements de consommation et des économies. Ces modèles quantifient les évolutions correspondant à ces valeurs de paramètres, en particulier les émissions de GES, mais aussi par exemple les consommations de tel ou tel type d'énergie (e.g. charbon, produits pétroliers, électricité) dans tel ou tel secteur (e.g. industrie, transport) dans telle ou telle région du monde (selon le degré de désagrégation régionale du modèle utilisé). Un scénario est ainsi la combinaison d'une « histoire », de sa traduction en valeurs des paramètres d'entrée d'un modèle et de la quantification des évolutions correspondantes par ce modèle.

Pour le 5^{ème} rapport d'évaluation du GIEC, une nouvelle génération de scénarios a été développée. Elle combine des trajectoires d'évolution des concentrations de GES dans l'atmosphère (les RCP, Representative Concentration Pathways), avec des scénarios socio-économiques (les SSP, Shared Socio-economic Pathways) qui explorent les différentes combinaisons d'évolutions économiques, technologiques, démographiques et institutionnelles compatibles avec ces RCP. L'idée est de partir d'un forçage radiatif donné à l'horizon 2100 et de traduire cet « objectif » en un scénario compatible d'émissions et de concentrations sur la base des IAM. On notera au passage que le scénario RCP8.5 le plus sévère se situe, en terme de GES, au delà du scénario équivalent (SRES-A2) utilisé pour le précédent rapport car les concentrations observées de CO₂ atmosphérique sont d'ores et déjà supérieures au « pire » des scénarios envisagés à l'époque. On

notera également que le scénario RCP2.6 le plus optimiste correspond à des émissions de GES qui deviennent « négatives » avant la fin du XXI^{ème} siècle, ce qui signifie que des stratégies fortes et efficaces de réduction des émissions mais aussi de piégeage de ces gaz puissent être mises en place rapidement.

Dans le cadre de la 5^{ème} phase du projet d'intercomparaison des modèles de climat (CMIP5), de nombreux centres de modélisation climatique, dont le CNRM et l'IPSL en France, ont réalisé des simulations globales couvrant la période historique (typiquement 1850-2005) puis le XXI^{ème} siècle (2006-2100 voire 2006-2300) sur la base des différents scénarios RCP proposés. On distingue d'une part les modèles de climat forcés en concentrations et les modèles dits du « Système Terre » pouvant être forcés en émissions car ils représentent de manière explicite le cycle du carbone et son couplage avec le climat. Dans CMIP5, près de la moitié des modèles utilisés étaient de type ESM mais l'ensemble des modèles a participé à un exercice commun (forçage en concentration) de manière à évaluer au mieux les incertitudes « modèle » indépendamment des incertitudes sur les scénarios. Notons au passage que le modèle CNRM-CM5.1 ayant participé à CMIP5 fait encore partie de la première génération de modèles et que cette thèse s'inscrit dans la volonté de développer et d'évaluer un modèle CNRM-ESM qui devrait contribuer à CMIP6. Notons aussi que les simulations du XX^{ème} siècle montrent que les modèles de type ESM ne sont pas intrinsèquement supérieurs (en terme de réalisme du climat simulé) aux modèles de climat de la génération précédente, mais qu'ils permettent de réaliser des projections du cycle du carbone et pas seulement du climat *stricto sensu*.

Dans ce chapitre, on travaillera uniquement en concentrations et on privilégiera le scénario RCP8.5, non pas tant parce qu'il semble plus probable si on se fie à l'évolution récente des concentrations observées, mais parce qu'il permet de maximiser le signal anthropique et ainsi d'optimiser le rapport signal sur bruit dans les simulations climatiques analysées. On distingue classiquement 3 types principaux d'incertitudes dans les projections climatiques globales (Hawkins et Sutton, 2009) : le choix du scénario, le choix du modèle de climat, et la variabilité interne du climat qui rend illusoire toute prévision déterministe de l'évolution du climat. Cette dernière source d'incertitudes est bien connue des scientifiques qui travaillent sur la prévisibilité climatique saisonnière à interannuelle, mais elle ne disparaît pas totalement lorsqu'on moyenne les variables climatiques sur des échelles de temps plus longues (typiquement une à quelques décennies). Idéalement, il faudrait donc disposer pour chaque scénario et chaque modèle d'un ensemble de simulations permettant d'isoler la réponse du modèle au forçage radiatif considéré. Dans la pratique, on s'affranchit ici en grande partie de cette difficulté en choisissant le scénario le plus sévère et en se focalisant surtout sur la fin du XXI^{ème} siècle, période à laquelle le poids relatif de la variabilité interne du climat devient généralement faible par rapport au signal climatique recherché.

Insistons sur le fait que les incertitudes « modèle » sont de nature très différente des incertitudes « scénario ». L'analyse des signatures spatiales des changements de température ou de précipitations simulés dans les modèles CMIP5 (Tebaldi et Arblaster, 2014) montre en effet des « patterns » (structures spatiales des anomalies exprimées par °C du réchauffement global) relativement similaires d'un scénario à l'autre (ou d'une période à l'autre d'un même scénario). En d'autres termes, changer de scénario change essentiellement l'amplitude des anomalies régionales, proportionnellement au réchauffement global simulé. Cette technique dite du « pattern scaling » est en revanche moins efficace pour passer d'un modèle à l'autre car le choix du modèle joue non seulement sur l'amplitude, mais également sur le « pattern » et parfois même sur le signe des anomalies. Il est donc scientifiquement beaucoup plus important de s'attacher à comprendre l'origine des incertitudes « modèle » et de poursuivre le travail de longue haleine qui consiste à évaluer chaque composante de ces modèles de manière à pouvoir réduire ces incertitudes. Ce défi

est d'autant plus urgent que les incertitudes « modèle » pèsent également sur toutes les études de régionalisation du changement climatique et sur toutes les études d'impact menées en aval des projections globales.

Si aujourd'hui la distinction entre modèles d'impact (par exemple en matière d'hydrologie ou de carbone) et modèles du Système Terre tend parfois à s'estomper, la résolution horizontale limitée des projections globales et les erreurs souvent importantes constatées sur la simulation du climat du XX^{ème} siècle rendent toujours nécessaire le recours à des études d'impact « off-line », c'est-à-dire pilotées par des scénarios climatiques régionalisés et corrigés de leurs erreurs systématiques. Après avoir brièvement discuté des incertitudes régionales (Amazonie) dans la réponse des modèles CMIP5 au scénario RCP8.5, nous aurons donc recours à de telles simulations « off-line » pour évaluer les impacts du changement climatique sur l'hydrologie et le cycle du carbone du bassin Amazonien. Faute de temps, nous ne retiendrons que deux modèles « forceurs » (respectivement les modèles CNRM-CM5.1 et IPSL-CM5A) pour fournir les forçages météorologiques du futur que nous appliquerons à 3 versions (NONE, CTL et PS+R) du modèle ISBA_{CC}.

Incertitudes liées à la modélisation globale dans les projections CMIP5

2.1 Indicateurs de sécheresse

Les indicateurs de sécheresse permettent de caractériser différents types de sécheresse sur la base de calculs plus ou moins empiriques. Ces calculs reposent notamment sur des variables météorologiques telles que les précipitations et la température. S'il existe de nombreux indicateurs (pour review: Heim, 2002), nous avons choisi de comparer trois indicateurs couramment utilisés par la communauté. Ce travail préliminaire compare, sur le bassin amazonien (BV. 12), le Standardized Precipitation Index (SPI) (?), un indicateur mensuel normalisé qui repose sur la probabilité que survienne un déficit de précipitation, et qui peut se décliner sur plusieurs échelles de temps, le self-calibrated PDSI (Palmer, 1965; Wells, 2004), calculé à partir d'un bilan d'eau simplifié et le Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) (Vicente-Serrano et al., 2009) qui repose sur le même principe que le SPI, mais se calcule à partir de la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (ETP). L'ETP est empiriquement calculée et nous avons ici testé deux formulations différentes, celle de Thornthwaite (1948) ou de Hargreaves et Samani (1985), cette dernière prenant mieux en compte l'effet du rayonnement solaire.

Nous avons utilisé comme référence (*benchmark*) un indicateur hydrologique : le Standardized Runoff Index (SRI) (Shukla et Wood, 2008) qui est calculé suivant la même approche que le SPI ou le SPEI. Au regard de la taille du bassin amazonien, les sécheresses météorologiques précèdent de quelques semaines voire quelques mois les sécheresses hydrologiques. Aussi pour garantir la pertinence de notre benchmark hydrologique, nous avons considéré les sécheresses longues (≈ 12 mois). Sur la période historique, les indicateurs reproduisent tous correctement la variabilité interannuelle des débits observés et simulés. En revanche, à partir des sorties du modèle CNRM-CM5 (RCP8.5), on a montré que la surface du bassin définie en sécheresse par les indicateurs à la fin du siècle est très dépendante de l'indicateur considéré (en annexe Joetzjer et al., 2013b).

La surface en sécheresse donnée par deux indicateurs calculée à partir d'un sous ensemble de 13 modèles CMIP5 (Table1: Joetzjer et al., 2013a, incluse section 2.2.2) est montrée sur la figure 2.1. À l'incertitude associée au choix de l'indicateur (illustré ici avec SPI vs. SPEI_{hg}), se superpose de fortes incertitudes liées au choix du modèle. Par exemple, lorsque l'on considère le SPEI_{hg} qui rend compte de l'effet de la température (via ETP), selon les modèles, à l'horizon 2100, la fraction du bassin en sécheresse (définie sous le quantile 10 de la distribution du SPEI_{hg}) varie de 0 à 0.9.

Cette forte sensibilité de la réponse au choix de l'indicateur et à la formule utilisée pour estimer

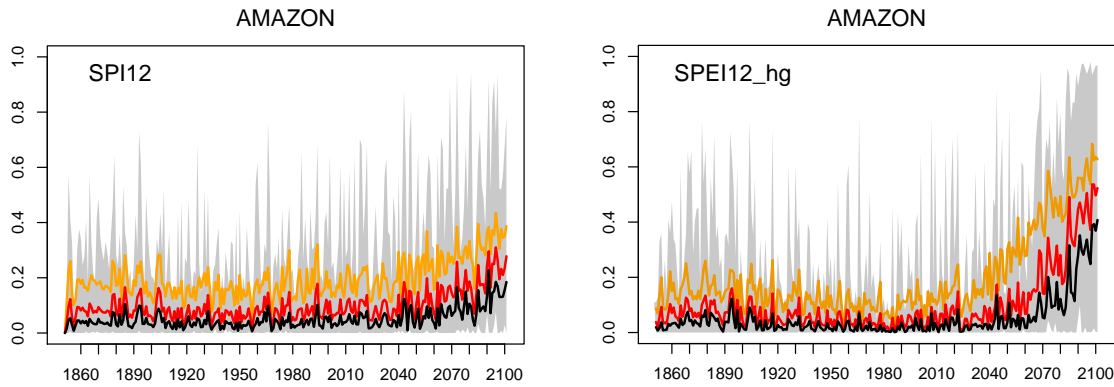


FIGURE 2.1 – Time series from 1850 to 2100 of the multimodel mean value of the areal fraction in drought condition in the Amazon basin. Moderate, severe and extreme droughts are defined locally as below the 20th (orange), the 10th (red) and the 5th (black) percentile. The envelop around the red line is defined by the minimum and maximum values of severe droughts among the models.

l’ETP nous incite à utiliser le bilan d’eau explicitement calculé par les modèles.

2.2 Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3

2.2.1 Résumé

Nous présentons ici une évaluation de la représentation des précipitations historiques et futures sur le bassin amazonien par 13 modèles de climat ayant participé successivement aux exercices d’intercomparaison CMIP3 et CMIP5. Pour les 13 modèles sélectionnés, on discute, d’une part des améliorations éventuelles de la représentation des précipitations sur la période historique et, d’autre part de la réduction potentielle des incertitudes en réponse au changement climatique.

Bien que la représentation du cycle annuel, de la distribution spatiale et des téléconnections avec les températures de surface de la mer (SST) de part et d’autre de l’Amazonie ait été globalement améliorée, de fortes incertitudes persistent dans les simulations CMIP5. Néanmoins, si le consensus est plus faible pour une saison humide plus humide, il y a un consensus plus fort pour un allongement et une intensification de la saison sèche, en réponse à un déplacement septentrional de la zone de convergence inter-tropicale lié au réchauffement asymétrique entre l’hémisphère nord et l’hémisphère sud plus important dans les simulations CMIP5. Les fortes incertitudes persistantes dans la réponse des précipitations reflète à la fois la réponse contrastée de la convergence d’humidité et de l’évapotranspiration en climat futur. Il est possible qu’elles soient liées à la réponse divergente des SST tropicales et de l’ENSO (El Niño Southern Oscillation) et au comportement potentiellement erronés de certains modèles qui montrent les réponses les plus extrêmes.

Aussi, l’amélioration des modèles sur la période historique ne se translate pas nécessairement par une contrainte plus forte sur les projections, et des efforts supplémentaires sont à fournir pour contraindre encore la réponse des SST et la rétroaction de l’humidité des sols dans les simulations globales.

2.2.2 Article

Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3

E. Joetzjer · H. Douville ·
C. Delire · P. Ciais

Received: 27 July 2012 / Accepted: 18 December 2012
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

Abstract The present study aims at evaluating and comparing precipitation over the Amazon in two sets of historical and future climate simulations based on phase 3 (CMIP3) and 5 (CMIP5) of the Coupled Model Intercomparison Project. Thirteen models have been selected in order to discuss (1) potential improvements in the simulation of present-day climate and (2) the potential reduction in the uncertainties of the model response to increasing concentrations of greenhouse gases. While several features of present-day precipitation—including annual cycle, spatial distribution and co variability with tropical sea surface temperature (SST)—have been improved, strong uncertainties remain in the climate projections. A closer comparison between CMIP5 and CMIP3 highlights a weaker consensus on increased precipitation during the wet season, but a stronger consensus on a drying and lengthening of the dry season. The latter response is related to a northward shift of the boreal summer intertropical convergence zone in CMIP5, in line with a more asymmetric warming between the northern and southern hemispheres. The large uncertainties that persist in the rainfall response arise from contrasted anomalies in both moisture convergence and evapotranspiration. They might be related to the diverse response of tropical SST and ENSO (El Niño Southern Oscillation) variability, as well as to spurious behaviours among the models that show the most extreme response. Model improvements of present-day climate do not

necessarily translate into more reliable projections and further efforts are needed for constraining the pattern of the SST response and the soil moisture feedback in global climate scenarios.

Keywords CMIP · Amazonian precipitation · Model evaluation · Climate change · Uncertainties

1 Introduction

The Amazon watershed is the largest on Earth. It carries about 20 % of global freshwater discharge and the tropical forest accounts for 10 % of the world's terrestrial productivity and biomass. Thus, the Amazon plays an important role in global climate, regulating global water and carbon cycles (Foley 2002). Considering Amazon ecosystem relevance to global climate, the severe droughts that have impacted the basin this last decade are of great concern. Phillips et al. (2009) showed that the 2005 drought resulted in a loss of forest biomass, through enhanced tree mortality and growth decline, therefore reducing the large long-term carbon sink. In 2010, an even more severe drought occurred, as indicated by record low river levels in the last century (Xu et al. 2011). The rainforest was strongly affected, and a widespread loss of photosynthetic capacity was observed among the major part of the basin (Xu et al. 2011), again reducing the carbon sink role of the Amazonian ecosystem during these particular events (Lewis et al. 2011; Potter et al. 2011).

Precipitation over the Amazon shows a strong spatio-temporal variability on a wide range of scales. The annual cycle is dominated by the seasonal migration of the intertropical convergence zone (ITCZ). Interannual variations are mainly driven by SST anomalies over the surrounding

E. Joetzjer (✉) · H. Douville · C. Delire
CNRM-GAME, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse, France
e-mail: emilie.joetzjer@meteo.fr

P. Ciais
Laboratory of Climate Sciences and the Environment,
L'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

oceans. In particular, a close relationship between ENSO and Amazonian precipitation is widely recognized in the community (Richey et al. 1989; Marengo 1992; Meggers 1994; Uvo et al. 1998; Botta et al. 2002; Foley 2002; Li et al. 2011). However, the 2005 drought was driven not only by El Niño, as is often the case, but mainly by unusually warm tropical North Atlantic (hereafter TNA) SSTs (Marengo et al. 2008, Zeng et al. 2008, Yoon and Zeng 2009). The implication of the TNA was also suspected for triggering the 2010 event (Marengo et al. 2011; Lewis et al. 2011). The southern tropical Atlantic was also highlighted as a potential source of rainfall interannual variability (Yoon and Zeng 2009), but its influence is mainly found during the wet-to-dry transition season and will not be discussed hereafter. Similarly, the influence of the North Atlantic SST on rainfall multidecadal variability (Marengo 2004) will not be assessed given the limited time series and the focus on the late twentieth and twenty-first centuries (rather than on the transient precipitation response) in the present study.

On climate change timescales, tropical SST patterns and related anomalies in large-scale moisture transport are not the only source of variability in precipitation over the Amazon. As emphasized by Seager et al. (2010), changes in moisture convergence (i.e. precipitation minus evaporation) are “thermodynamically mediated” rather than dynamically driven. They are partly explained by increased specific humidity in a warmer climate and are therefore dependent on the magnitude of the simulated global warming. Moreover, changes in land surface evapotranspiration are also expected (Douville et al. 2012), not only as a response of the surface energy budget to increasing radiative forcings, but also as a consequence of potential land surface feedbacks related to physiological and biophysical processes (Sellers et al. 1996; Foley et al. 2003; Betts et al. 2004; Marengo et al. 2008).

The fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC AR4) was based upon simulations from the phase 3 of the coupled model intercomparison project (CMIP3). CMIP3 models show deficiencies in simulating present-day precipitation over the Amazon and its inter-annual variability (Vera et al. 2006; Dai 2006; Rojas et al. 2006; Malhi et al. 2009). Above all, they tend to underestimate current precipitation averaged over the basin, partly due to the low resolution hampering models to represent finer-scale meteorological processes that are known to intensify precipitation (Malhi et al. 2009). Besides horizontal resolution, deficiencies in the physical parameterizations such as deep convection or land surface hydrology can also contribute to precipitation biases and associated errors in large scale circulation (e.g. Richter et al. 2012).

In climate scenarios, CMIP3 models disagree on the fate of Amazon precipitation at the end of the 21st century. Across a subset of 11 models analysed by Li et al. (2006) under the

“middle road” concentration scenario A1B, five out of eleven models predicted increased precipitation, three no change in annual mean rainfall, and three projected a drier climate. Similar discrepancies were found by Malhi et al. (2008) among 19 models under the more severe scenario A2. More recently, Cook et al. (2012) analysed the scenario A1B outputs of 24 models and found a possible (but not systematic) decline of the dry season precipitation in southern Amazonia even if rainfall in the core of the Amazon basin was projected to increase in nearly all models.

Therefore and so far, in the light of CMIP3, the future of precipitation over the Amazon remains strongly model-dependent. There is even more uncertainties considering that most CMIP3 models did not include some of the biogeochemical feedbacks at play in the Amazon (Rammig et al. 2010). Recent studies suggested that including them could result in a drier Amazon at the end of the twenty-first century (Betts et al. 2004; Malhi et al. 2009). One model even predicted a possible “dieback” of the Amazonian rainforest, which turned from a net sink to a net source of CO₂ by the end of the twenty-first century, thereby reinforcing global warming and a regional decrease in precipitation (Cox et al. 2000, 2004). These results should however be considered with caution (e.g. Cook et al. 2012) and a more recent version of the same model predicts little change in the rainforest extent (Good et al. 2012).

In the perspective of the fifth Assessment Report of IPCC, it is timely to compare CMIP5 with CMIP3 models for both present-day (historical simulations) and future climates (RCP8.5 versus SRES-A2 concentration scenarios) and address the following questions: (1) Is there any improvement in the models ability to capture present-day precipitation in terms of mean annual cycle, spatial distribution and inter-annual variability?, (2) Is there any change in the models response to climate change and any reduction in the associated uncertainties?

Section 2 describes the observed data, the statistical methods and the coupled climate models chosen in both CMIP3 and CMIP5. Section 3 first evaluates historical simulations of precipitation over the Amazon in terms of mean annual cycle, spatial distribution and inter-annual variability. It also compares the simulated response to climate change. Results are further discussed in Sect. 4 which provides preliminary explanations for the spread in the multi-model projections. The main conclusions are summarized in Sect. 5.

2 Data and methods

2.1 Data

The Global Precipitation Climatology Center dataset (Rudolf et al. 2011) and the Hadley Centre HadSST

2.2. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3

CMIP5 versus CMIP3

monthly SST climatology (Rayner et al. 2003), both provided at the 1° resolution for the 1901–2009 period, were used in this study. A subset of 13 models were chosen among those developed by internationally recognized research institutes that contributed to both inter-comparisons and had already released their CMIP5 outputs (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>) at the beginning of the present study. Description and references for each model are given in Table 1. While most CMIP3 models did not account for potential carbon cycle feedbacks from vegetation and soil, an attempt has been made to select as many earth system models as possible in CMIP5, including from the research institutes that had provided both coupled and uncoupled simulations.

For both CMIP intercomparisons, rainfall projections are here based on the most severe greenhouse gas concentration scenario in order to maximize the signal to noise ratio and use a single integration for each model. For CMIP3, this was the scenario A2 proposed by the IPCC Special Report on Emission Scenario (SRES) in which CO_2 concentration reaches about 840 ppm at the end of the twenty-first century and the radiative forcing increases by 7 W/m^2 (Riahi et al. 2007). To be consistent, we chose for CMIP5 simulations the Representative Concentration Pathways (RCP) 8.5 which is based upon the revised and extended storyline of the scenario A2 and characterized by a rising radiative forcing pathway leading to 8.5 W/m^2 (and about 940 ppm of CO_2) in 2100 (Riahi et al. 2011). More idealized CMIP simulations based on a 1 % increase of CO_2 concentration until four times CO_2 were also considered in order to get rid of differences between the SRES-A2 and RCP8.5 concentration scenarios. It will be thus

possible to attribute differences between CMIP3 and CMIP5 climate projections to changes in models rather than in scenarios. Such experiments are also useful to isolate the possible influence of anthropogenic aerosols in the CMIP5 RCP8.5 projections. Note that for CMIP3, only 11 out of the selected 13 models have participated in the 1 % CO_2 experiment. Comparison between CMIP5 and CMIP3 in this respect will be based on these 11 models only.

2.2 Methods

We focus our attention to the region outlined by the black square in Fig. 1. The present-day climatology was established for the 1971–2000 period on the native grid of each individual model. The ensemble mean for each CMIP exercise (hereafter multi-model) was calculated after a bilinear interpolation on a common 64×128 horizontal grid, i.e. a medium (low) horizontal resolution compared to the range in CMIP3 (CMIP5). The same treatment was applied for the late twenty-first century climatology and climate change was estimated as the difference between 2071–2100 and 1971–2000, respectively. In the idealized 1 % CO_2 experiments, climate change was simply diagnosed as the difference between two 30-year time slices chosen as years 11–40 and years 111–140 respectively, which roughly corresponds to the same global warming as in the scenarios. Better surrogates of both present-day and future climate could be defined in such idealized experiments, using periods with equivalent greenhouse gas radiative forcing rather than approximately equivalent global mean temperature, but this would not change our conclusions about the nature of the

Table 1 List of CMIP3 and CMIP5 models used in this study

Short name	Originating group(s)	Model version CMIP3	Atmospheric resolution CMIP3	Model version CMIP5	Atmospheric resolution CMIP5
CCCMA	CCCMA (Victoria, Canada)	cccma-cgcm3-1	96×48 , L31	canesm2	128×64 , L35
CNRM	CNRM & CERFACS (Toulouse, France)	cnrm-cm3	128×64 , L45	cnrm-cm5	256×128 , L31
CSIRO	CSIRO & QCCCE (Australia)	csiro-mk3-0 ^a	192×96 , L18	csiro-mk3-6-0	192×96 , L18
GFDL	NOAA-GFDL (Princeton, USA)	gfdl-cm2-0	144×90 , L24	gfdl-esm2 m	144×90 , L24
GISS	NASA-GISS (New York, USA)	giss-model-e-r	72×46 , L20	giss-e2-r	144×90 , L40
INM	INM (Moscow, Russia)	inmcm3-0 ^a	72×45 , L33	inmcm4	180×120 , L21
IPSL	IPSL (Paris, France)	ipsl-cm4-v1	96×72 , L19	ipsl-sm5a-lr	96×96 , L39
MIROC	AORI & NIES & JAMSTEC (Japan)	miroc-3.2	128×64 , L20	miroc-esm	128×64 , L35
MOHC	MOHC (Exeter, UK)	hadgem1	192×145 , L38	hadgem2-es	192×145 , L38
MPI	MPIM (Hamburg, Germany)	mpi-echam5	192×96 , L32	mpi-esm-lr	192×96 , L47
MRI	MRI (Tsukuba, Japan)	mri-cgcm2-3-2a	128×64 , L30	mri-cgcm3	320×160 , L48
NCAR	NCAR (Boulder, USA)	ccsm3	256×128 , L26	ccsm4	288×192 , L26
NCC	NCC (Oslo, Norway)	bccr-bcm2.0	128×64 , L31	noresm1-m	144×96 , L26

^a Models that have no outputs available for the idealized 1 % CO_2 experiments

differences between the CMIP3 and CMIP5 scenarios. Besides annual means, seasonal means have also been computed to highlight contrasted behaviours between the dry season (June to September, hereafter JJAS), and the wet season (December to March, hereafter DJFM). Note that a more objective definition of dry versus wet season would have required daily instead of monthly model outputs and is beyond the scope of the present study. Nevertheless, projected changes in the length of the dry season will be briefly discussed in Sect. 3.2 using monthly data and an empirical threshold of 100 mm/month (Sombroek 2001) for precipitation averaged over the whole Amazonian region.

Focusing on inter-annual variability of precipitation requires removal of the low-frequency variability in both observed and simulated raw data. To achieve this objective, we used a digital high-pass filter (Wallace et al. 1988) (hereafter HPF) with a cut-off of 10 years, in order to separate the multi-decadal (low frequency) from the inter-annual (high frequency) timescales. The HPF was applied at each grid point on the observed SST and precipitation for

a Maximum Covariance Analysis (MCA) (Fig. 3) and onto regional (i.e. spatially averaged) climate indices for the evaluation of rainfall variability in CMIP simulations against observations (Fig. 4).

The MCA, also called Singular Value of Decomposition (SVD) (Bretherton et al. 1992; Wallace et al. 1992) was performed between high-pass filtered annual mean global SST and high-pass filtered annual mean precipitation over northern South America (Fig. 3). It can be seen as a generalization of the principal component analysis (PCA) and it is here applied to identify pairs of coupled spatial patterns that maximize the covariance between global SST and regional precipitation. This brief analysis of the observed interannual variability provides the basis for a synthetic evaluation of the simulated teleconnections between the Amazonian precipitation and the Pacific or Atlantic tropical ocean. A more detailed analysis based on the MCA applied on each individual model and/or on seasonal rather than annual mean fields is beyond the scope of the present study.

Annual mean precipitation (1971–2000)

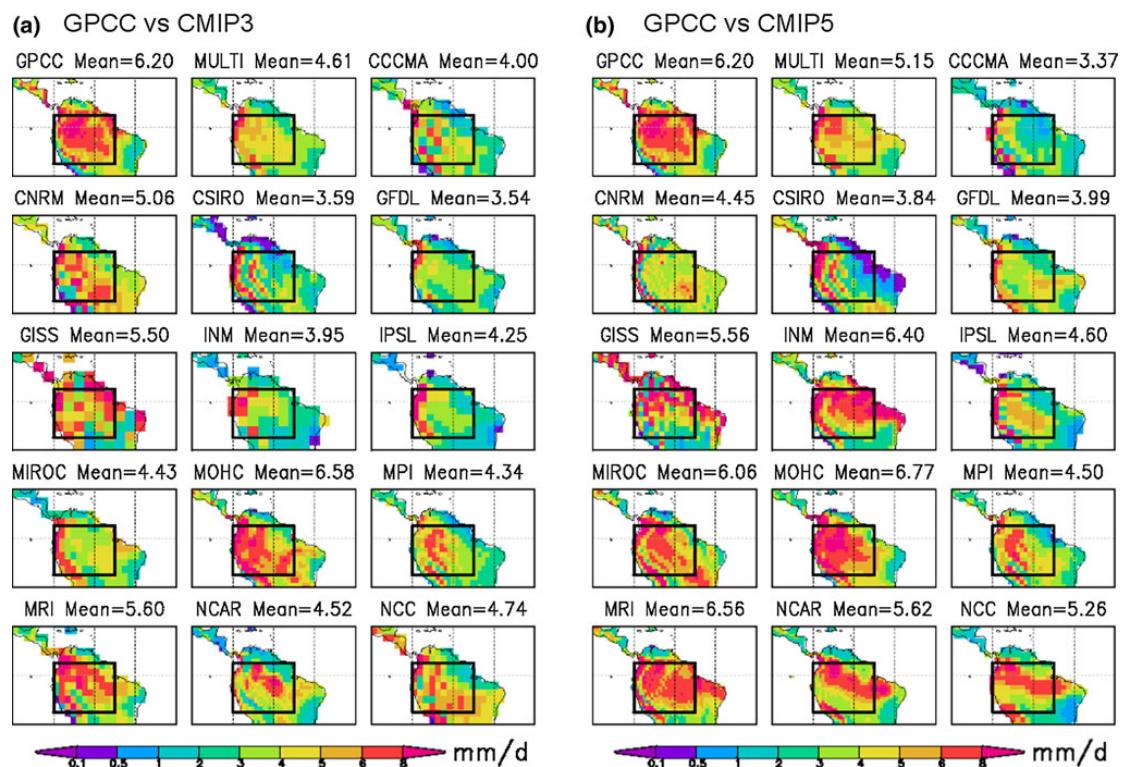


Fig. 1 Spatial distribution of climatological (1971–2000) annual mean precipitation (mm/day) in **a** CMIP3 and **b** CMIP5 models (see Table 1) versus the observed GPCC climatology (top left panel in both **a**, **b**). The average of all the models (MULTI) is shown left of the GPCC data

2.2. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3

CMIP5 versus CMIP3

3 Results

3.1 Present-day climate

The spatial distribution of the observed annual mean precipitation (Fig. 1) shows an average rainfall of 6.2 mm/day over the selected area. However, precipitation is unevenly distributed within the box, with high precipitation (above 6 mm/day) over the central part of the basin and along the eastern slopes of the Andes and less precipitation in the southern and eastern part of the domain. Looking at the CMIP3 ensemble mean climatology (Fig. 1a), the multi-model mean shows a pronounced dry bias. Such a bias is found in most models (except MOHC) and does not seem related to the variable horizontal resolution of the atmospheric models. However, the lack of high resolution is obviously a limitation for capturing the pattern of the precipitation climatology and particularly the orographic influence of the Andes in western Amazonia.

As revealed by the multi-model climatology (interpolated on the same horizontal grid as the CMIP3 multi-model), CMIP5 shows a reduction in the annual and areal mean dry bias. Such an improvement is found in all models except CNRM and CCCMA. While some models (e.g. INM or MIROC) also show improved precipitation patterns with increasing resolution, many model share common biases between CMIP3 and CMIP5. The main exception is NCC which is the only model whose atmospheric and land surface components have been changed rather than upgraded between CMIP3 and CMIP5. In the NCC model, the ARPEGE-Climat AGCM from CNRM has been replaced by the CAM4 AGCM from NCAR. Such a change is easily tractable in the precipitation climatology and suggests a strong influence of the atmosphere and/or land surface components on precipitation biases in coupled ocean–atmosphere GCMs.

Figure 2 focuses on the mean annual cycle of monthly precipitation averaged over the Amazonian domain (i.e. within the black domain in Fig. 1). The multi-model reduction in the annual mean dry bias between CMIP3 and CMIP5 is mainly due to increased precipitation during the wet season (DJFM). Dry season (JJAS) precipitation remains strongly underestimated. Moreover the multi-model spread (± 1 standard deviation) and envelope (minimum vs maximum values) have not been reduced, thereby confirming that most models still have serious difficulties in simulating present-day seasonal precipitation over the Amazon basin.

Besides a realistic present-day climatology, a prerequisite to reliable climate scenarios is also a reasonable representation of interannual variability. Interannual variability of precipitation over the Amazon has been linked to variations of SST over the surrounding tropical oceans. In

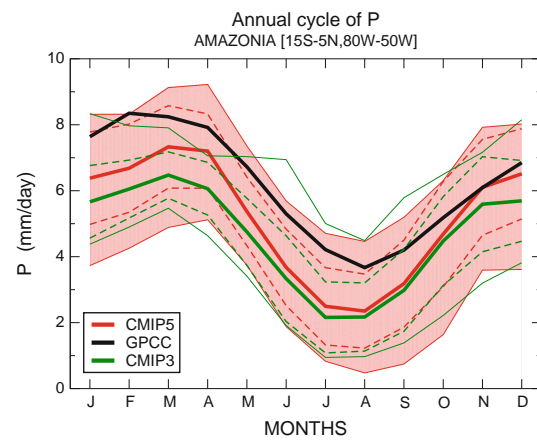


Fig. 2 Climatological CMIP5, CMIP3 and observed (GPCC) mean annual cycle of monthly precipitation (mm/day) over Amazonia: multi-model ensemble mean (*thick lines*) ± 1 standard deviation (*dashed lines*), as well as extreme values (*thin lines*)

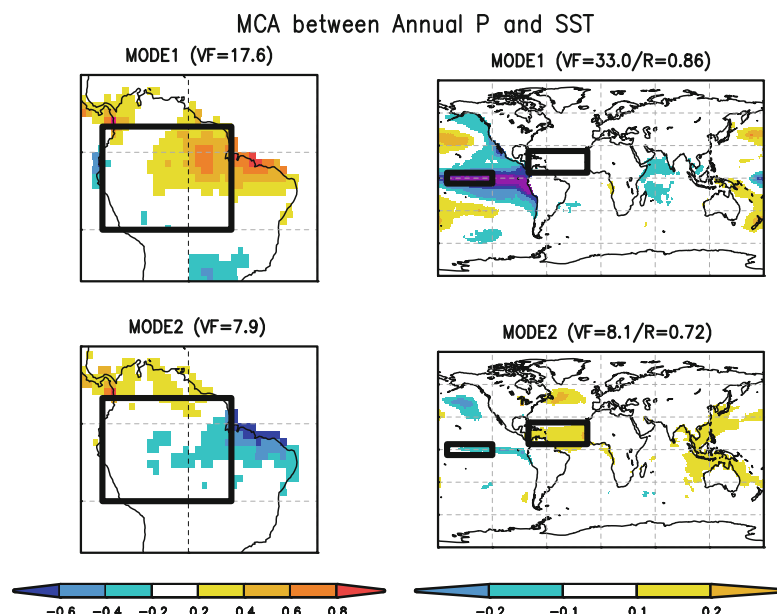
order to summarize the observed teleconnections over the 1901–2009 period, a MCA was applied between observed annual mean HPF precipitation over northern South America and observed annual mean HPF SST over the global ocean.

The first mode (Fig. 3) mainly links precipitation over the eastern Amazon basin and SSTs in the equatorial Pacific. The SST pattern shows a strong negative anomaly over the Equator surrounded by two positives anomalies, which is characteristic of the cold phase of ENSO. This pattern is associated to positive precipitation anomalies over the Amazon basin. It is even more obvious when DJFM (rather than annual) mean data are considered (not shown), in line with the annual cycle of ENSO variability, but the signal is also found beyond the DJFM season in line with the persistence of ENSO anomalies and the possible recycling of precipitation after the wet season through a soil moisture—precipitation feedback.

The second mode explains a weaker fraction of the annual precipitation variability and suggests a link with the TNA SST. It associates a warm anomaly over the TNA to a deficit of precipitation on the eastern part and to more precipitation over central America. The signal is strongest during the dry season (Yoon and Zeng 2009) and is not totally independent from ENSO variability as suggested by the concomitant weak SST signal found in the equatorial Pacific (Fig. 3).

This MCA analysis clearly shows the observed dominant links between Amazonian rainfall and SSTs over both tropical Pacific and tropical Atlantic at inter-annual time-scales. It indicates a strong influence of ENSO, while the causality of the relationship with the TNA is less clear. If

Fig. 3 First two modes of a maximum covariance analysis between observed annual mean precipitation over Amazonia and observed annual mean SST (HadSST) over the global ocean based on high-pass filtered time series over the whole twentieth century: homogeneous vectors of precipitation (*left panels*) and homogeneous vectors of SST (*right panels*). VF denotes the explained fraction of variance and R the temporal correlation between precipitation and SST expansion coefficients



the influence of the Pacific is broadly accepted, the role of the TNA in inter-annual variability of precipitation has been highlighted more recently. Nevertheless, Yoon and Zeng (2009) showed that removing ENSO from North Atlantic SST via linear regression resolves this causality problem in that the residual Atlantic variability correlates well and is in phase with the Amazon rainfall. Therefore, this link will also be evaluated in the present study.

For the sake of brevity, we don't apply the MCA on each model simulations. The model evaluation is conducted on the basis of lead/lag correlations between annual mean precipitation time series averaged over the whole Amazonian domain and monthly mean SST anomalies averaged over the Niño3-4 and TNA domains respectively (also shown as black rectangles in Fig. 3). The results are summarized in Fig. 4. From 6 months (July, year-1) before an anomalously dry (wet) year until August of that year (year 0), there is a strong negative correlation between Niño3.4 SSTs and year 0 annual mean precipitation, indicating that warm (cold) SST anomalies tend to precede a dry (wet) year in Amazonia. This is the well known El Niño/wet season drought link. Similar results were also found by Zeng (1999), who showed that monthly precipitation lagged monthly Niño3.4 SST by 3–4 months. Figure 4a also suggests a positive correlation with warm (cold) SSTs leading by 12–9 months a dry (wet) year in Amazonia. The correlation is however weaker and could simply reflect the 2 to 3-year peak of ENSO variability.

The signal is different for the TNA box. It starts with a weak but significant positive correlation when SSTs are

leading rainfall anomalies by 10–3 months. The correlation then changes sign with warm TNA SSTs linked to a drought during the anomalous rainfall year. Hence both observed monthly Niño3.4 and TNA SSTs are significantly anti-correlated with Amazon precipitation during the drought (wet) year, in line with the results shown in Fig. 3.

There is a remarkable improvement in the way the coupled climate models represent these relationships for both locations between CMIP3 and CMIP5. On average, the CMIP5 models represent fairly well the magnitude of the correlation and the timing of the sign change. This was much less the case for CMIP3 models. The spread between the different models is also greatly reduced with all the models now simulating a drought when SSTs are high. For both SST forcing locations, simulations from CMIP5 capture the link between precipitation and SST and outperform the results from CMIP3.

3.2 Climate change scenarios

Climate change is here estimated either as the difference between 1971–2000 and 2071–2100 using the historical simulations and the SRES-A2 or RCP8.5 climate scenarios (default) or as the difference between years 11–40 and years 111–140 using the idealized 1 % CO₂ experiments. Starting with the climate scenarios, Fig. 5a shows the absolute anomalies of the mean annual cycle of monthly precipitation. “Anomalies” describe the difference between future and present-day simulation. Both multi-model ensemble means indicate an increase in the amplitude of the seasonal cycle of precipitation at the end of the

2.2. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3

CMIP5 versus CMIP3

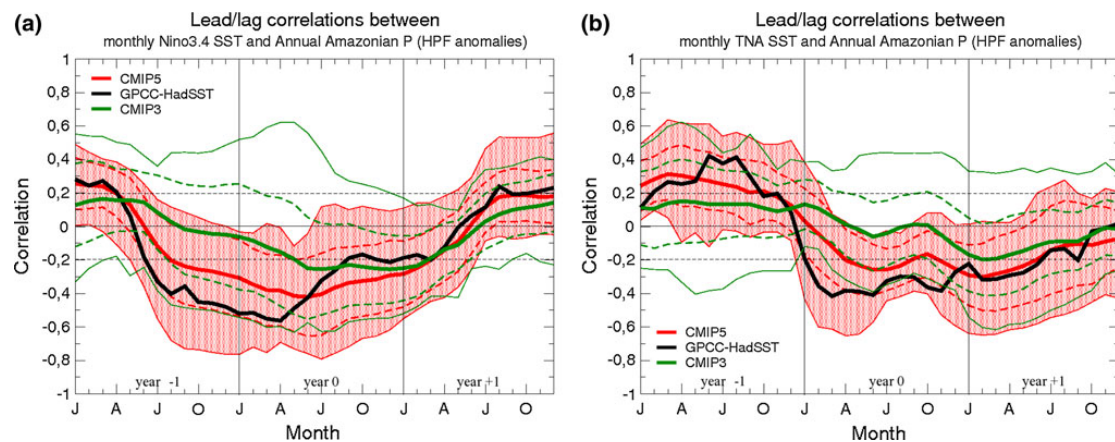


Fig. 4 Twentieth century lead-lag correlations between annual mean Amazonian precipitation and monthly SSTs in the observations (GPCC and HadSST), CMIP5 vs CMIP3 models averaged over **a** the

Nino3.4, and **b** the Tropical North Atlantic boxes. Precipitation averaged over the box defined in Fig. 1. And Nino3.4 and Tropical North Atlantic boxes defined in Fig. 3

twenty-first century, with a drier dry season and a slightly wetter wet season. CMIP5 indicates a weaker increase in the wet season precipitation than the one projected by CMIP3, but the dry season drying appears more intense and persistent. This relatively robust feature is confirmed by simple statistics about the length of the dry season, here defined by the number of months with rainfall less than 100 mm/month (Sombroek 2001). Most CMIP5 models project a significant lengthening with an ensemble mean increase of about 2 weeks (Table 2a), in qualitative agreement with the results of Cook et al. (2012) based on the former generation SRES-A1B climate scenarios. The chosen precipitation threshold is somewhat arbitrary and corresponds to a dry season of 1 month in the observed data. Note that varying it from $\pm 20\%$ leads to similar results. Besides, taking a relative threshold (here the number of months with precipitation below the 10th percentile calculated over 1901–2009) also leads to a significant lengthening of the dry season in CMIP5 simulations (Table 2b). However, a unique precipitation threshold is not necessarily relevant for future climate since the length of the dry season might also be monitored by other variables as evapotranspiration (Joetzer et al. 2012), which is beyond the scope of this present study.

Beyond the ensemble mean behaviour, there remains large uncertainties within the subset of selected models, even about the sign of the basin-scale precipitation change. Model spread has not been systematically reduced from CMIP3 to CMIP5 and there is still no clear response to the prescribed radiative forcings. Note that the RCP8.5 greenhouse gas concentration scenario is slightly more severe than the A2 scenario, which could partly explain the increasing severity of the dry season in CMIP5. This hypothesis is not confirmed

by Fig. 5b showing the results of the idealized 1 %CO₂ experiments. In this case and despite identical radiative forcings, CMIP5 models still show a significant drying and lengthening of the dry season, while there is no such evidence in CMIP3 models when precipitation is averaged over the whole Amazonian domain.

Moving back to the scenarios, the spatial distribution of the seasonal mean precipitation anomalies has also changed between CMIP3 and CMIP5. Left panels in Fig. 6 show the model consensus defined as the percentage of models in agreement with the sign of the multi-model mean while right panels show the pattern of the ensemble mean anomalies. Note that the percentage is here estimated among a subset of only 13 models. It should be thus taken with caution and, though widely used in the IPCC AR4, this measure of consensus does not account for the full distribution of the models (Power et al. 2012). Despite the use of a different (A2 instead of A1B) concentration scenario and of a reduced (13 instead of 24 models) ensemble, our CMIP3 results are consistent with the study by Cook et al. (2012) and show a large consensus on increased precipitation during the wet season (Fig. 6a), and a moderate consensus on decreased precipitation during the dry season in southwest Amazonia (Fig. 6b).

Differences between CMIP3 and CMIP5 are plotted in the bottom panels. In line with Fig. 5a, the strengthening of the wet season tends to vanish in CMIP5, especially in central and eastern Amazonia, where fewer models agree on the sign of precipitation anomalies. Conversely, there is more consensus about a strengthening of the dry season, particularly in the northeast of the basin. Similar differences between CMIP5 and CMIP3 models are found in the 1 % CO₂ experiments (not shown) and are therefore not due to differences in the concentration scenarios.

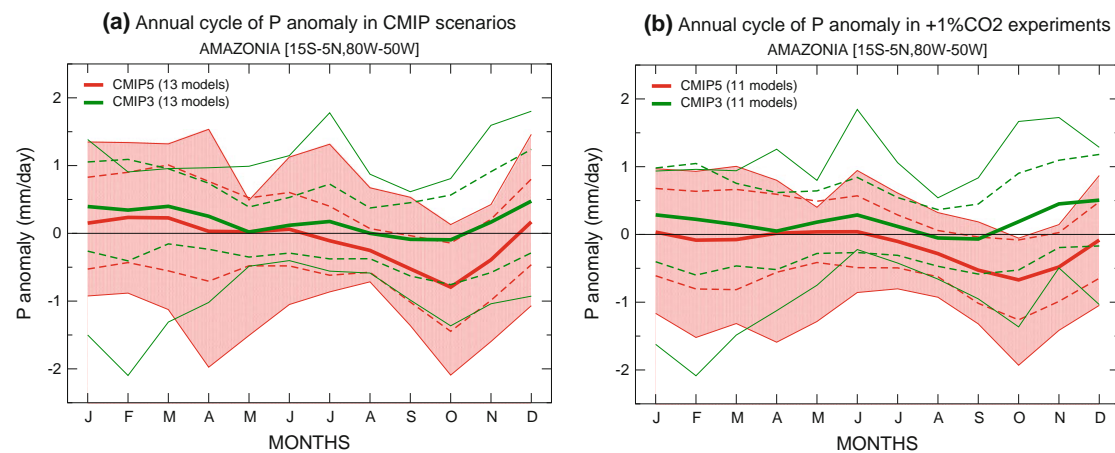


Fig. 5 CMIP5 versus CMIP3 changes in the mean annual cycle of monthly precipitation over Amazonia (absolute anomalies mm/day): **a** RCP8.5 and SRES-A2 scenarios (2071–2100 minus 1971–2000), **b** 1 % CO₂ increase experiments (years 111–140 minus years 11–40). Multi-model ensemble mean (thick lines) \pm 1 standard deviation

(dashed lines), as well as extreme values (thin lines) are shown for each ensemble. Note that only 11 out of the 13 selected models are shown in (b) due to the lack of 1 % CO₂ outputs for two CMIP3 models

A scatterplot of seasonal mean anomalies for individual models in CMIP3 versus CMIP5 scenarios (Fig. 7a) provides a more comprehensive picture of the uncertainties summarized in Figs. 5a and 6, where the multi-model distribution is strongly influenced by a couple of models which behave as possible “outliers”. Indeed, looking at DJFM anomalies (in green), all CMIP3 simulations, except MOHC, show positive anomalies. However, looking at CMIP5 simulations, models disagree on the sign of the change for the wet season. This is partly due to the different behaviours between the eastern and western parts of the basin (Fig. 6a). Conversely, looking at the dry season (in red), there is more consensus in CMIP5 than in CMIP3. The IPSL model remains the only one projecting a wetter dry season in CMIP5 simulations. As for the ensemble mean response, it must be here emphasized that differences between the selected concentration scenarios (A2 for CMIP3 vs RCP8.5 for CMIP5) have a very limited influence on the multi-model spread. This is illustrated by Fig. 7b where CMIP5 models show a similar spread in the idealized 1 % CO₂ experiment and in the RCP8.5 climate scenario. It highlights that uncertainties in precipitation projections are dominated by model uncertainties and their sensitivity to increasing concentration of greenhouse gases.

4 Discussion

What are the possible reasons for such a shift of consensus between CMIP3/CMIP5 and the dry/wet season? A first hypothesis is that the lack of consensus about the Amazonian

rainfall response, between and within the ensemble simulations, is partly related to the lack of consensus about the patterns and magnitude of tropical SST anomalies (e.g. Douville et al. 2006; Cook et al. 2012). Figure 8 indeed suggests that the regional SST response, over both the equatorial Pacific and the TNA, remains very uncertain and is not better constrained in CMIP5 versus CMIP3. While the ensemble mean shows a stronger SST warming in CMIP5, in line with the enhanced radiative forcing scenario, there are still models that project a limited surface warming over the tropical ocean. Such discrepancies are possible candidates for explaining the spread in the precipitation response. As an example (Li et al. 2011) analyzed two models (GISS-ER and UKMO-HadCM3) that predicted opposite changes over both the tropical Pacific and Atlantic oceans and consequently opposite rainfall changes over the eastern Amazon.

Looking at the global distribution of the ensemble mean SST anomalies in JJAS confirms the enhanced ocean warming in CMIP5 versus CMIP3 (Fig. 9, left panels). This feature is however more pronounced in the boreal hemisphere, both for JJAS and annual mean anomalies. This enhanced inter-hemispheric contrast could be partly responsible for the different ITCZ response between CMIP5 and CMIP3 projections (Fig. 9, right panels). While both CMIP3 and CMIP5 projections highlights enhanced zonal mean precipitation over the ITCZ, differences between CMIP5 and CMIP3 anomalies suggest an additional northward shift in the most recent scenarios. This feature is particularly clear over the tropical Atlantic and could explain to some extent the enhanced JJAS Amazonian drying found in CMIP5 projections.

2.2. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3

CMIP5 versus CMIP3

Table 2 Mean length of the dry season (in number of months) for both current and future climates

Models	Threshold mm/ month	CMIP3 (historical + SRES_A2)			CMIP5 (historical + RCP8.5)		
		1971–2000	2071–2100	Anomaly	1971–2000	2071–2100	Anomaly
(a) Absolute threshold							
CCCMA	100	4.4	4.0	−0.33	6.5	9.4	2.90*
CNRM	100	2.2	2.0	−0.17	3.0	3.6	0.53*
CSIRO	100	5.7	6.6	0.97*	5.4	5.9	0.47
GFDL	100	6.4	6.9	0.53	5.4	5.6	0.13
GISS	100	3.0	2.5	−0.56*	3.1	3.1	0.03
INM	100	5.4	4.6	−0.84*	0.2	0.3	0.13
IPSL	100	4.4	3.1	−1.30*	4.4	3.7	−0.67*
MIROC	100	4.1	4.0	−0.13	2.2	2.5	0.30
MOHC	100	0.1	1.4	1.30*	0.1	0.8	0.73*
MPI	100	4.1	4.6	0.46*	4.3	5.0	0.77*
MRI	100	0.4	1.1	0.67*	0.2	0.9	0.73*
NCAR	100	3.4	3.3	−0.03	2.3	2.6	0.33*
NCC	100	3.1	3.1	0.03	2.9	2.9	0.00
(b) Relative threshold (10th percentile calculated over 1901–2009)							
CCCMA	48	0.9	0.6	−0.33*	1.1	4.9	3.7*
CNRM	81	1.4	1.3	−0.17	1.2	1.7	0.50
CSIRO	48	1.3	1.2	−0.03	1.1	2.0	0.9*
GFDL	30	1.3	2.1	0.80	1.1	1.3	0.23
GISS	69	1.1	0.2	−0.90*	1.0	1.6	0.60*
INM	52	1.1	0.4	−0.70*	1.0	1.2	0.20
IPSL	43	1.1	0.2	−0.9*	1.3	0.4	−0.9*
MIROC	41	1.7	2.5	0.73*	0.9	1.8	0.97*
MOHC	127	1.4	2.6	1.17*	1.3	3.7	2.33*
MPI	45	1.2	2.0	0.83*	1.5	2.2	0.70*
MRI	113	0.8	2.1	1.27*	1.2	2.4	1.17*
NCAR	74	1.2	0.8	−0.43*	1.0	1.5	0.47
NCC	44	1.1	1.0	−0.13	1.2	1.6	0.4*

* Statistically significant anomaly at the 5 % level using a two-tailed Student *T* test
 Bold values indicate positive significant anomalies
 Italic values indicate negative significant anomalies

For a better understanding of this contrasted behaviour between CMIP3 and CMIP5 projections, the lower panels in Fig. 9 can be splitted into three contributions according to the following equation:

$$X_{\text{RCP8.5}}^5 - X_{\text{SRES-A2}}^3 = \left(X_{\text{RCP8.5}}^5 - X_{1\% \text{CO}_2}^5 \right) + \left(X_{1\% \text{CO}_2}^5 - X_{1\% \text{CO}_2}^3 \right) + \left(X_{1\% \text{CO}_2}^3 - X_{\text{SRES-A2}}^3 \right) \quad (1)$$

where *X* is the climatological anomaly for the selected variable (precipitation or SST), the exponent refers to the CMIP ensemble (either CMIP3 or CMIP5) and the index refers to the selected experiment (either a scenario or the

idealized 1 % CO₂ experiment). Eq. (1) is particularly useful to distinguish model differences (second right-hand term) from scenario effects (first and third right hand terms).

Results are shown in Figs. 10 and 11 for JJAS precipitation and JJAS SST, respectively. As far as precipitation is concerned, the zonal mean response shown in Fig. 9 is a combination of differences in both models and radiative forcings. The model effect isolated in the 1 % CO₂ experiments (Fig. 10c) shows a “W” tripole in the tropics which might be interpreted as the impact of the increased horizontal resolution in CMIP5 models. Both model generations show a strengthening of the ITCZ in a warmer climate (Fig. 9) but the ITCZ is sharper in the

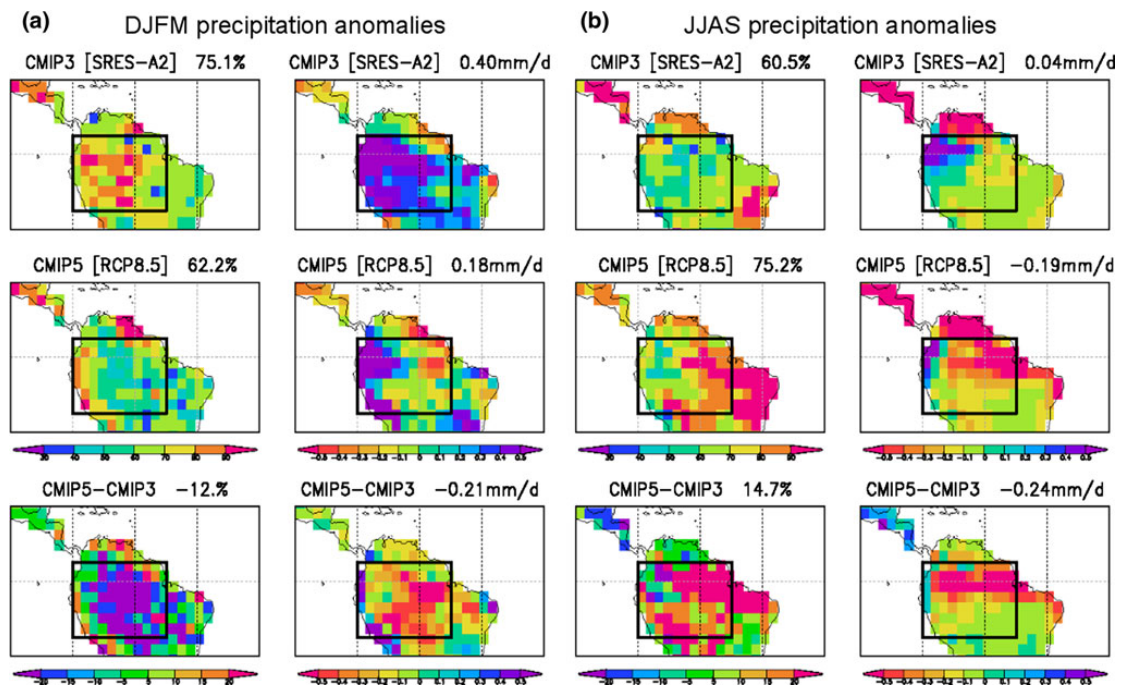


Fig. 6 CMIP5 versus CMIP3 changes (2071–2100 vs 1971–2000) in the spatial distribution of seasonal mean precipitation (mm/day), wet season (a) and dry season (b). *Left panels* model consensus (%) estimated as the percentage of models which agree on the sign of the

ensemble mean change. *Right panels* ensemble mean change (mm/day). The number above the right-hand corner of each plot is the average model consensus (*left panels*) and mean P anomaly (*right panels*) over the box outlined in black

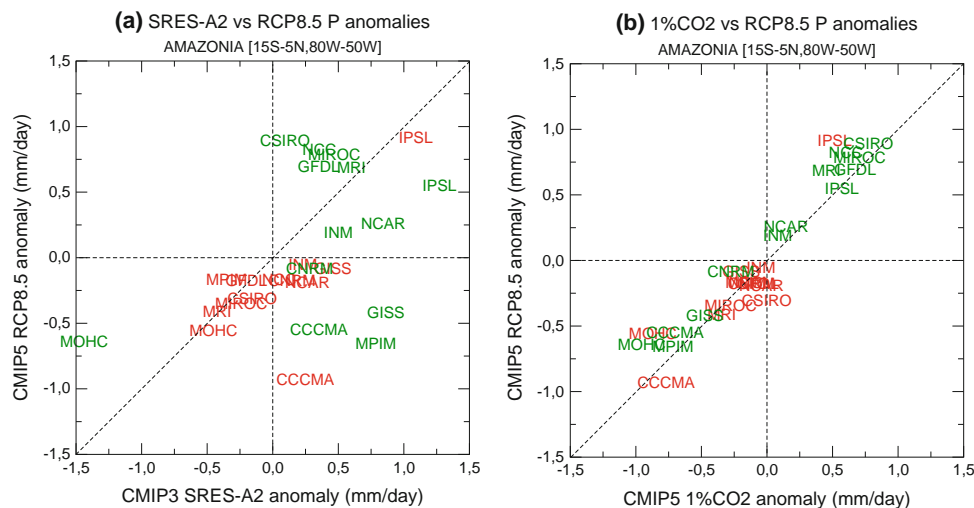


Fig. 7 Scatterplots of seasonal precipitation change (mm/day) in DJFM (green) and JJAS (red): **a** CMIP3 SRES-A2 versus CMIP5 RCP8.5 climate scenario, **b** CMIP5 1 % CO₂ increase experiment versus CMIP5 RCP8.5 climate scenario

high-resolution models so that the second right-hand term in Eq. (1) shows a tripole of negative-positive-negative zonal mean anomalies in the tropics. The other two

contributions (Fig. 10b, d) indicate both a strengthening and northward shift of the ITCZ, thereby suggesting that the RCP8.5 radiative forcing is stronger and more

2.2. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3

CMIP5 versus CMIP3

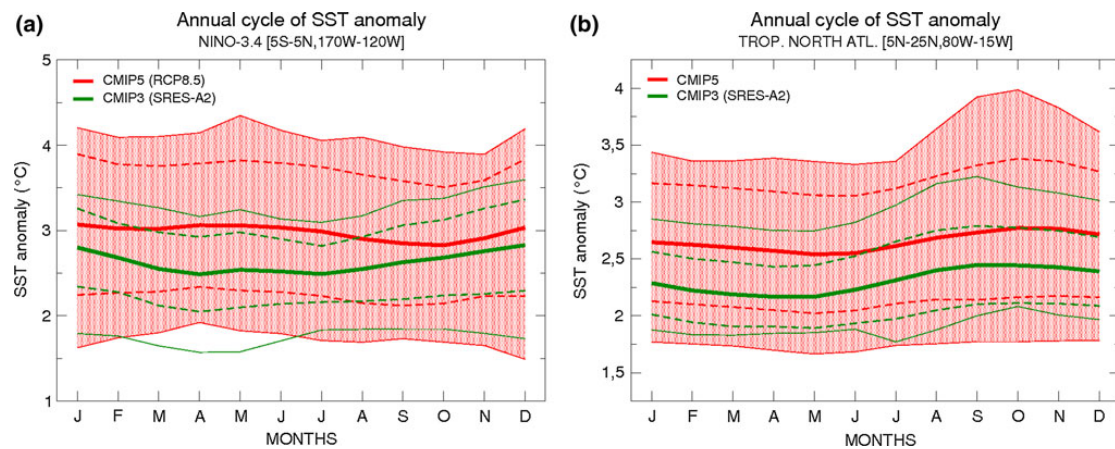


Fig. 8 CMIP5 versus CMIP3 changes (2071–2100 vs 1971–2000) in the mean annual cycle of monthly SST over **a** the equatorial Pacific and **b** the TNA: multi-model ensemble mean (thick lines) ± 1 standard deviation (dashed lines), as well as extreme values (thin lines)

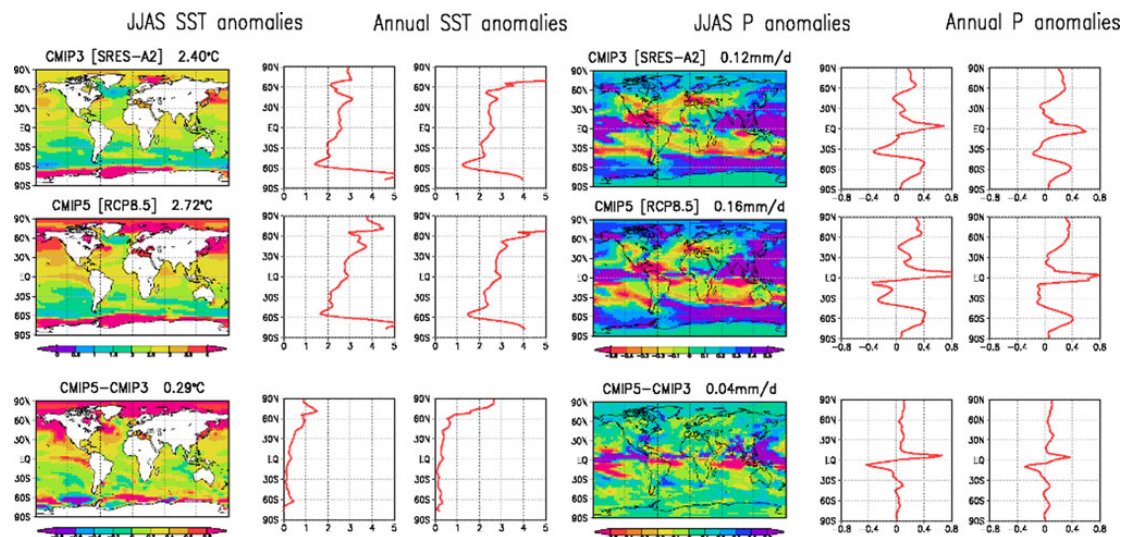


Fig. 9 Global (left column), zonal (2nd column) mean distribution of JJAS SST anomalies and zonal mean distribution of annual SST anomalies (3rd column) ($^{\circ}\text{C}$), and global (4th column), zonal (5th column) mean distribution of JJAS precipitation anomalies and zonal

mean distribution of annual precipitation anomalies (6th column) (mm/day), in (top) CMIP3, (middle) CMIP5, as well as the difference between, CMIP5 and CMIP3 (bottom)

asymmetric (stronger warming in the northern hemisphere) than its SRES-A2 counterpart. Such a hypothesis is confirmed by Fig. 11b and d showing an opposite latitudinal SST gradient in the tropics. In contrast, the idealized 1 % CO_2 experiments (Fig. 11c) show similar SST anomalies in the tropics between CMIP5 and CMIP3, but contrasted SST anomalies in the high latitudes partly related to an improved sea ice climatology in present-day climate (not shown).

Therefore, the different ensemble mean precipitation response between CMIP3 (SRES-A2) and CMIP5 (RCP8.5) is partly due to an increase in both horizontal resolution and in radiative forcings. The latter contribution is probably the consequence of a stronger increase in greenhouse gas concentrations in RCP8.5, but also of a stronger decline in the radiative cooling due to sulfate aerosols (Wild et al. 2005), in line with a more detailed representation of their direct and indirect effects.

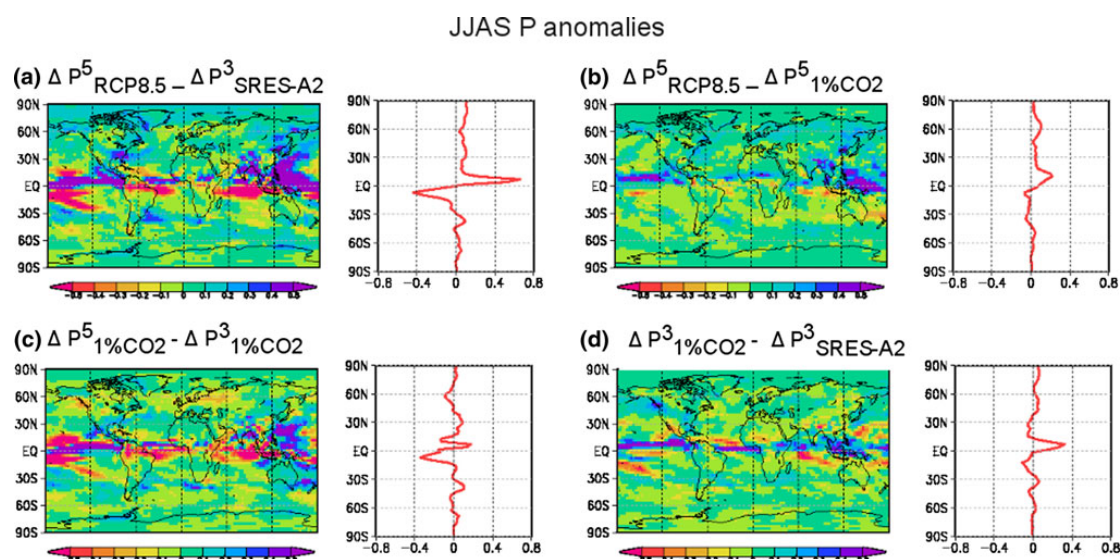


Fig. 10 Splitting of the differences between CMIP5 (RCP8.5) and CMIP3 (SRES-A2) anomalies of JJAS precipitation (mm/day) into three contributions as defined in Eq. (1) (see text for details)

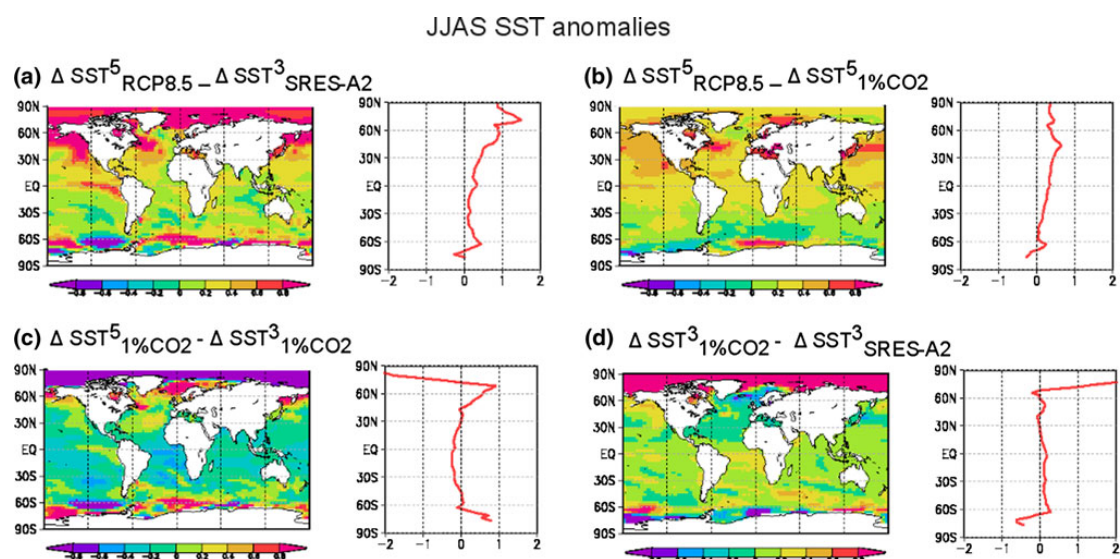


Fig. 11 Same as Fig. 10 but for JJAS SST (°C)

Beyond the zonal mean ITCZ response, regional discrepancies between CMIP3 and CMIP5 projections of JJAS precipitation over Amazonia are dominated by model differences (Fig. 10c), i.e. the second right-term in Eq. (1). The zonal mean SST response hides strong zonal asymmetries which are also important for understanding the

ensemble mean precipitation response. In the 1 % CO₂ experiments (Fig. 11c), the enhanced inter-hemispheric contrast in the zonal mean SST warming is mainly found in the Atlantic basin, while differences in the tropical Pacific reveal a more pronounced El Niño-like response. In line with the improved ENSO teleconnection described in Sect.

2.2. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3

CMIP5 versus CMIP3

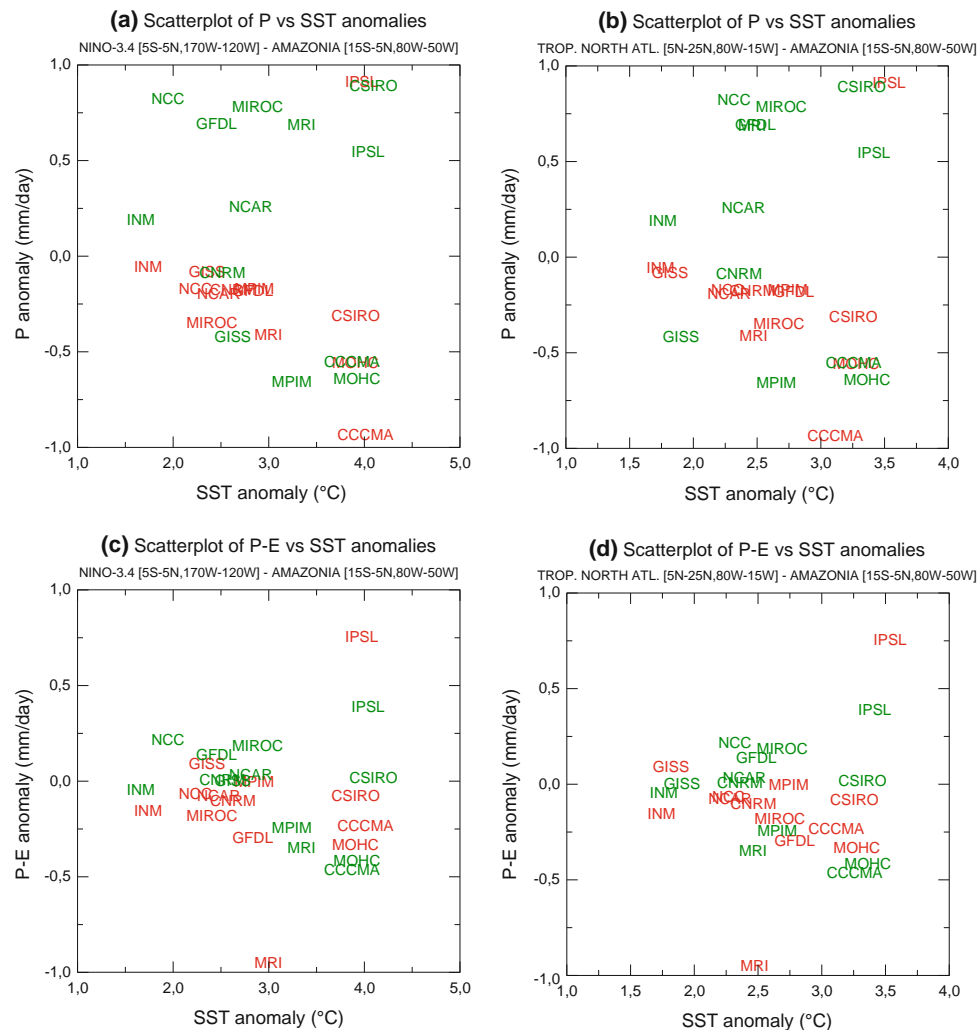


Fig. 12 Scatterplot of seasonal P (a, b) or P-E (c, d) anomalies (mm/day) over Amazonia vs seasonal SST anomalies (°C) over the Niño3.4 (a, c) or TNA (b, d) domains for CMIP5 (RCP8.5) projections. DJFM season in green, JJAS season in red

3.1, this feature which is also found in Fig. 11a could also contribute to the significant and stronger decrease in JJAS precipitation found in CMIP5 vs CMIP3 projections.

Focusing on CMIP5 projections, Fig. 12 shows scatter plots of seasonal precipitation or moisture convergence anomalies over Amazonia versus seasonal SST anomalies over the Niño3.4 or TNA domains. During the dry season (in red), the Pacific and Atlantic influence on spread in the response of Amazonian rainfall is consistent with our hypotheses about the difference between CMIP5 and CMIP3 models. Broadly speaking, the stronger the warming of the Niño-3.4 or TNA SST is, the dryer is the response of P and P-E over Amazonia. This relationship

remains however relatively fuzzy and is obviously obscured by other sources of uncertainties (e.g. the response of deep convection and/or surface evapotranspiration over Amazonia). The relationship between the precipitation and SST anomalies is even more complex during the wet season which suggests a dichotomy among CMIP5 models that is less clear for moisture convergence and is therefore mainly due to contrasts of evapotranspiration (not shown).

Moreover, the spread of the JJAS (and to lesser extent DJFM) P-E anomalies in response to SST warming is skewed by the peculiar behaviour of the IPSL model. While most models project a weaker moisture convergence

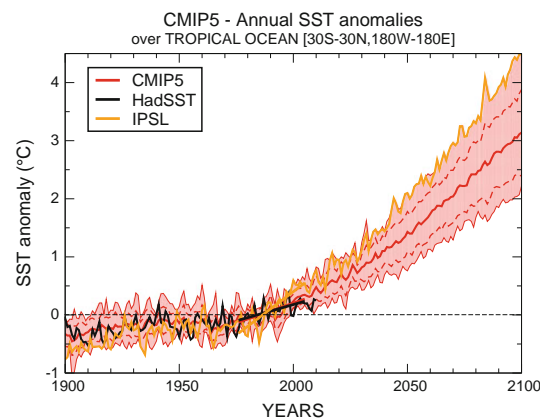


Fig. 13 Time series of monthly SST anomalies (°C) from 1850 to 2100 over the tropical ocean (30S–30N, 180W–180E) calculated over the 1971–2000 reference period: mean observed SST (HadSST black thick line); multi-model ensemble mean (red thick lines) \pm 1 standard deviation (red dashed lines), as well as extreme values (red thin lines); IPLS mean (orange thick line)

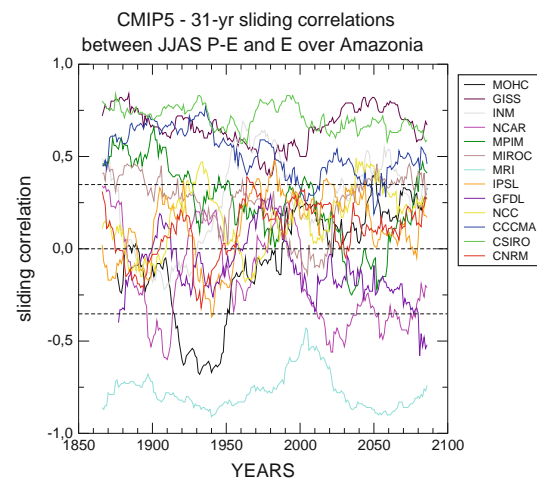


Fig. 15 Sliding correlations calculated between JJAS P-E and E over Amazonia from 1850 to 2100 over a 31-year time span for CMIP5 simulations (historical + RCP8.5)

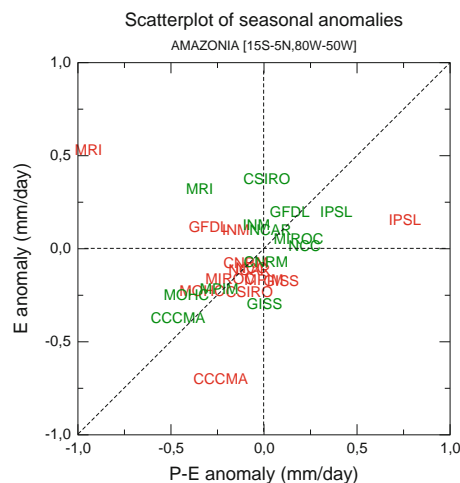


Fig. 14 Scatterplot of seasonal Amazon E anomalies (mm/day) versus P-E anomalies (mm/day) for CMIP5 (RCP8.5). DJFM (green) JJAS (red)

in the late twenty-first century, the IPSL model simulates a substantial increase of P-E (Fig. 12c), in line with the strong increase in precipitation found in Fig. 7. This could be partly explained by the unusual warming simulated over the whole tropical ocean (Fig. 13) which makes the IPSL model a possible outlier, not only among the CMIP5 models but also comparing the recent SST warming against the HadSST observations. This strong tropical SST warming can favor the increase of moisture content in the

lower atmospheric layers and drive more precipitation to the ITCZ, including over Amazonia.

Besides moisture convergence, evapotranspiration (hereafter E) is a key component of the atmospheric moisture budget as about half of rainfall falling over the Amazon basin are recycled (Cox et al. 2008), with 70 % of E coming from rainforest's transpiration (Kumagai et al. 2005). Figure 14 shows a scatterplot of the seasonal E versus P-E anomalies in CMIP5. It reveals that both E and P-E contribute to the uncertainties in the response of P, but also that a similar response in P can arise from contrasted behaviours between E and P-E, especially during the dry season. In JJAS, most models project a decrease in evapotranspiration over the Amazon basin, while four models indicate an opposite response, with the MRI and CCCMA models showing the most contrasted behaviours.

Interestingly, MRI also shows a significant anti-correlation in JJAS between moisture convergence and evapotranspiration at the interannual timescale, while other models indicate no or positive correlations (Fig. 15). Therefore, a possible reason for the atypical behaviour of this model in Fig. 14 could be a strong competition between E and P-E in this model. This could be related to the lack of soil moisture control on the dry season evapotranspiration, which could be rather driven by the incoming surface radiation. Decreased moisture convergence in this model could be associated with decreased cloudiness and thereby increased evapotranspiration. This hypothesis is consistent with the unusual wet bias found in present-day climate (Fig. 1), meaning that the dry season evaporation is indeed not necessarily limited by soil moisture in this

model. It would be interesting to compare and understand the relative influence of soil moisture and surface radiation on the response of surface evapotranspiration in our subset of CMIP5 models but this is beyond the scope of the present study.

Conversely, CCCMA shows a dramatic decrease in E despite a limited decrease in P-E in JJAS (Fig. 14). While this climate change behaviour is also fairly consistent with the E versus P-E relationship at the interannual timescale (Fig. 15), the CCCMA model is not a clear outlier in this respect. The strong evaporation decrease at the end of the twenty-first century is a direct result of the strong decrease in precipitation simulated (Fig. 7) but is also partly explained by the control of transpiration by CO₂ not present in CMIP3 (Arora et al. 2009). The new CCCMA model is indeed a fully coupled climate-carbon earth system model with a parameterization of photosynthesis including the increased stomatal control of transpiration under enhanced CO₂ concentration. Such a mechanism is however at work in other CMIP5 models and a more detailed analysis of the surface energy and water budgets would be necessary to assess its possible contribution to the inter-model spread in the response of E and P.

5 Conclusions

Significant improvements have been made from CMIP3 to CMIP5 to capture present-day precipitation over the Amazon basin. The annual mean dry bias has been consistently reduced, the spatial distribution and the seasonal cycle of rainfall is better simulated, and the inter-annual variability has also been improved in line with a better simulation of the ENSO and TNA teleconnections. Nevertheless, the twenty-first century projections remains very uncertain. The only enhanced consensus is about the strengthening and lengthening of the dry season, especially in the eastern part of the basin. This robust signal is consistent with the observed interannual variability of Amazonian precipitation and is probably due to (1) the northward shift of the ITCZ in line with an asymmetric inter-hemispheric warming of the global ocean that is particularly clear in the Atlantic basin and (2) the reinforcement of a Niño-like pattern in the equatorial Pacific. This contrasted ensemble mean response between CMIP3 and CMIP5 is also found in the idealized 1 % CO₂ experiments and is therefore due to changes in models rather than in concentration scenarios. Beyond the ensemble mean response, similar mechanisms also contribute to the inter-model spread within the CMIP5 ensemble. While such results confirm that interannual variability and teleconnections can be useful for constraining climate projections (e.g. Douville et al. 2006), other processes such as the response of evapotranspiration also

contribute to the uncertainties in the projections of regional precipitation. Additional constraints on both ocean-atmosphere and land-atmosphere interactions are therefore necessary to unravel the fate of the Amazon forest and the related carbon cycle feedback in global climate projections. In this respect and as a first step, understanding the behaviour of apparent “outliers” could be more efficient than accounting for the full distribution of the models’ response.

Acknowledgments The authors are grateful to Michael Coe for his helpful comments on the first draft of this article. Thanks are also due to the French Commissariat à l’Energie Atomique for supporting this study, as well as to Hervé Giordani for helpful discussion and to the anonymous reviewers for their constructive comments.

References

- Arora VK, Boer GJ, Christian JR, Curry CL, Denman KL, Zahariev K, Flato GM, Scinocca JF, Merryfield WJ, Lee WG (2009) The effect of terrestrial photosynthesis down regulation on the twentieth-century carbon budget simulated with the CCCma earth system model. *J Clim* 22:6066–6088
- Betts RA, Cox PM, Collins M, Harris PP, Huntingford C, Jones CD (2004) The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest die-back under global climate warming. *Theor Appl Climatol* 78:157–175. doi:10.1007/s00704-004-0050-y
- Botta A, Ramankutty N, Foley JA (2002) Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon Basin. *Geophys Res Lett* 29:564–579
- Bretherton CS, Smith C, Wallace M (1992) An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J Clim* 5:541–560
- Cook B, Zeng N, Yoon J-H (2012) Will Amazonia dry out? Magnitude and causes of change from IPCC climate model projections. *Earth Interact* 16:1–27
- Cox PM, Betts RA, Jones CD, Spall SA, Totterdell IJ (2000) Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408:184–187. doi:10.1038/35041539
- Cox PM, Betts RA, Collins M, Harris PP, Huntingford C, Jones CD (2004) Amazonian forest die-back under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theor Appl Climatol* 78:137–156. doi:10.1007/s00704-004-0049-4
- Cox PM, Harris PP, Huntingford C, Betts RA, Collins M, Jones CD, Jupp TE, Marengo JA, Nobre CA (2008) Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. *Nature* 453:212–215
- Dai A (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J Clim* 19(18):4605–4630
- Douville H, Salas-Méila D, Tyteca S (2006) On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Clim Dyn* 26:367–385. doi:10.1007/s00382-005-0088-2
- Douville H, Decharme B, Ribes A, Alkama R, Sheffield J (2012) Anthropogenic influence on multi-decadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nat Clim Change*. doi:10.1038/NCLIMATE1632
- Foley JA (2002) El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. *Global Biogeochem Cycles* 16:1132. doi:10.1029/2002GB001872

- Foley JA, Costa MH, Delire C, Ramankutty N, Snyder P (2003) Green surprise: howterrestrial ecosystems could affect Earth's climate. *Front Ecol Environ* 1:38–44
- Good P, Jones C, Lowe J, Betts R, Gedney N (2012). Comparing tropical forest projections from two generations of Hadley Centre Earth System models, HadGEM2-ES and HadCM3LC. *J Clim*. doi:[10.1175/JCLI-D-11-00366.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00366.1)
- Joetzer E, Douville H, Delire C, Ciais P, Decharme B, Tyteca S (2012) Evaluation of drought indices at interannual to climate change timescales: a case study over the Amazon and Mississippi river basins. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 9:13231–13249. doi: [10.5194/hessd-9-13231-2012](https://doi.org/10.5194/hessd-9-13231-2012)
- Kumagai TO, Saitoh TM, Sato Y, Takahashi H, Manfroi OJ, Morooka T, Kuraji K, Suzuki M, Yasunari T, Komatsu H (2005) Annual water balance and seasonality of evapotranspiration in a Bornean tropical rainforest. *Agric For Meteorol* 128:81–92
- Lewis SL, Brando PM, Phillips OL, Van Der Heijden GMF, Nepstad D (2011) The 2010 Amazon drought. *Science* 331:554
- Li W, Fu R, Dickinson RE (2006) Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. *J Geophys Res* 111:1–14
- Li W, Zhang P, Ye J, Li L, Backer PA (2011) Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity. *J Plant Ecol* 4(1–2):91–99. doi:[10.1093/jpe/rtq039](https://doi.org/10.1093/jpe/rtq039)
- Malhi Y, Roberts JT, Betts RA, Killeen TJ, Li W, Nobre CA (2008) Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. *Science* 319:169–172. doi:[10.1126/science.1146961](https://doi.org/10.1126/science.1146961)
- Malhi Y et al (2009) Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. *Proc Natl Acad Sci USA* 106(49):20610–20615
- Marengo JA (1992) Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Int J Climatol* 12:853–863
- Marengo JA (2004) Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theor Appl Climatol* 78(1–3):79–96. doi:[10.1007/s00704-004-0045-8](https://doi.org/10.1007/s00704-004-0045-8). <http://springerlink.metapress.com/openurl.asp?genre=article&id>
- Marengo JA et al (2008) The drought of Amazonia in 2005. *J Clim* 21(3):495–516
- Marengo JA, Tomasella J, Alves LM, Soares WR, Rodriguez DA (2011) The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys Res Lett* 38:1–5. doi: [10.1029/2011GL047436](https://doi.org/10.1029/2011GL047436)
- Meggers B (1994) Archeological evidence for the impact of Mega-El Niño events on Amazonia during the past two millennia. *Clim Change* 28:321–338
- Phillips O, Aragão L, Lewis S et al (2009) Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science (New York, N.Y.)* 323(5919): 1344–1347
- Potter C, Klooster S, Hiatt C, Genovese V, Castilla-Rubio JC (2011) Changes in the carbon cycle of Amazon ecosystems during the 2010 drought. *Environ Res Lett* 6:034024
- Power SB, Delage F, Colman R, Moise A (2012) Consensus on twenty-first century rainfall projections in climate models more widespread than previously thought? *J. Climate* 25:3792–3809
- Rammig A, Jupp T, Tietjen B, Heinke J, Ostberg S, Cox PM (2010) Estimating the risk of Amazonian forest dieback. *New Phytol* 187:695–707
- Rayner NA, Parker DE, Horton EB, Folland CK, Alexander LV, Rowell DP, Kent EC, Kaplan A (2003) Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res* 108(14):4407. doi:[10.1029/2002JD002670](https://doi.org/10.1029/2002JD002670)
- Riahi K, Gruebler A, Nakicenovic N (2007) Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. *Technol Forecast Soc Chang* 74(7):887–935
- Riahi K et al (2011) RCP 8.5 A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Clim Change* 109(1–2):33–57
- Richey J, Nobre CA, Deser C (1989) Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science* 246:101–103
- Richter I, Xie SP, Wittenberg AT, Masumoto Y (2012) Tropical Atlantic biases and their relation to surface wind stress and terrestrial precipitation. *Clim Dyn* 38:985–1001
- Rojas M, Seth A, Rauscher SA (2006) Relationship between precipitation and moisture flux changes in the SRES A2 scenario for the South American monsoon region. *CLARIS News* 3:14–20
- Rudolf B et al (2011) New GPCC full data reanalysis version 5 provides high-quality gridded monthly precipitation data. *GEWEX News* 21(2):4–5
- Seager R, Naik N, Vecchi G (2010) Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. *J Clim* 23:4651–4668
- Sellers PJ, Bounoua L, Collatz GJ, Randall DA, Dazlich DA, Los SO, Berry JA, Fung I, Tucker CJ, Field CB, Jensen TG (1996) Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science* 271:1402–1406. doi: [10.1126/science.271.5254.1402](https://doi.org/10.1126/science.271.5254.1402)
- Sombroek W (2001) Spatial and temporal patterns of amazon rainfall. Consequences for the planning of agricultural occupation and the protection of primary forests. *Ambio* 30:388–396
- Uvo CRB, Repelli CA, Zeiak S, Kushnir Y (1998) The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. *J Clim* 11:551–562
- Vera C et al (2006) Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys Res Lett* 33(13):2–5
- Wallace JM, Lim GH, Blackmon ML (1988) Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *J Atmos Sci* 45:439–462
- Wallace JM, Smith C, Bretherton CS (1992) Singular value decomposition of Wintertime Sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J Clim* 5:561–576
- Wild M et al (2005) From dimming to brightening: decadal changes in solar radiation at earth's surface. *Science* 308:847–850. doi: [10.1126/science.1103215](https://doi.org/10.1126/science.1103215)
- Xu L, Samanta A, Costa M, Ganguly S, Nemani R, Myeni R (2011) Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought. *Geophys Res Lett* 38(7):2–5
- Yoon JH, Zeng N (2009) An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Clim Dyn* 34:249–264
- Zeng N (1999) Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *J Geophys Res* 104:9097–9106
- Zeng N, Yoon JH, Marengo JA, Subramaniam A, Nobre CA, Mariotti A, Neelin JD (2008) Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environ Res Lett* 3:014002

2.3 Compléments

Outre un consensus plus fort pour une intensification de la saison sèche entre les modèles CMIP5 suivant le scénario RCP8.5, présenté dans la section précédente, la moyenne multi-modèles montre également une augmentation des sécheresses météorologiques (diminution du SPI) plus ou moins longues (3 & 6 mois) au cours du XXI^{ème} siècle en moyenne annuelle sur l'Amazonie (fig. 2.2, haut). Ce déficit de précipitation se traduit par une tendance à l'assèchement des sols (fig. 2.2, en bas à gauche). Si la réponse hydrologique des sécheresses dans les modèles est relativement homogène sur le signe, la dispersion de la réponse du LAI est très forte, avec à l'horizon 2100, des anomalies variant de -1 à 2 points. Il est difficile d'établir la cause de cette très forte dispersion, les anomalies d'eau dans le sol indique une assèchement mais, suivant le modèle, un même assèchement peut imposer une limitation sur le fonctionnement des plantes ou non. D'autre part, l'augmentation combinée des températures et de la concentration en CO₂ active potentiellement l'assimilation. Ce résultat illustre donc la diversité de la réponse de la végétation au changement climatique dans les ESMs (Earth System Model) et motive fortement l'étude des incertitudes en mode « off-line ».

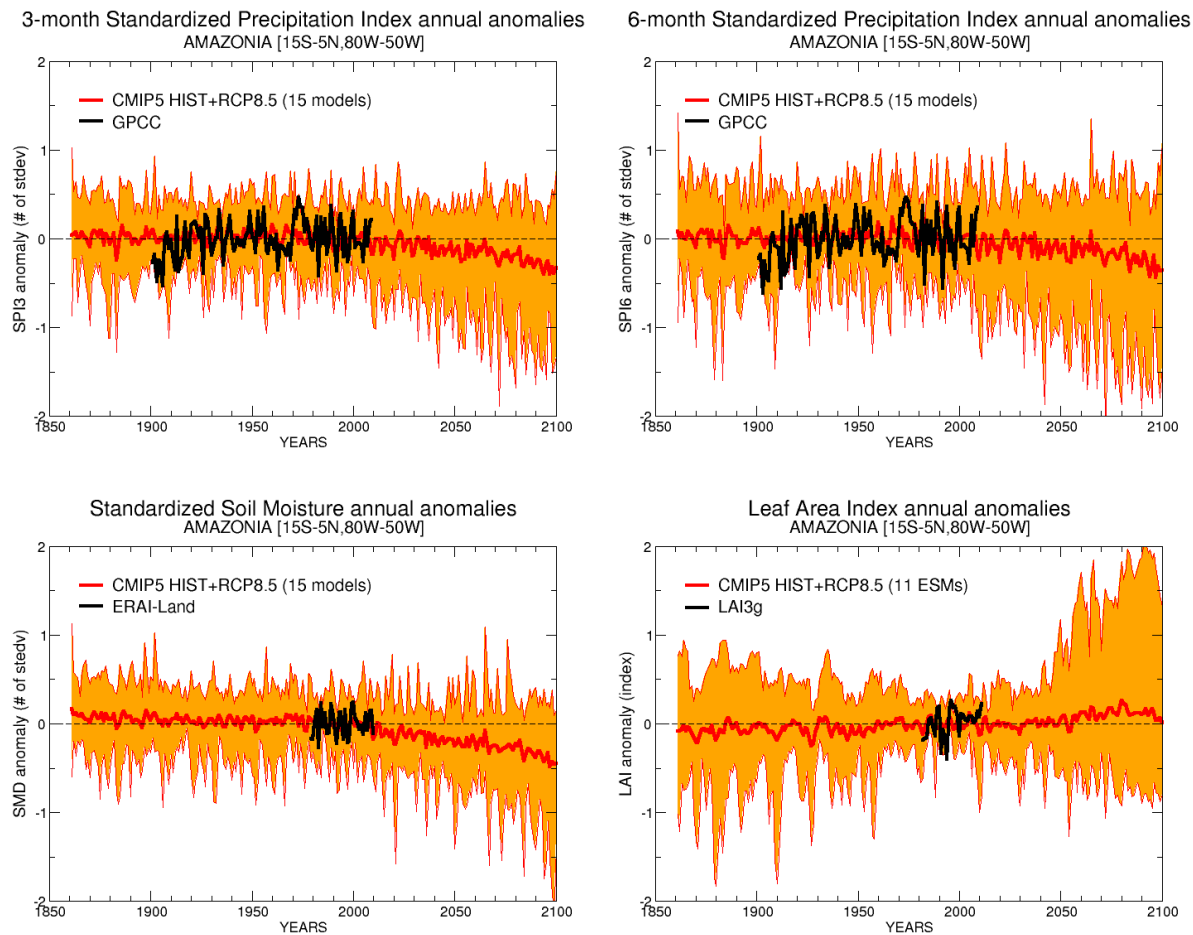


FIGURE 2.2 – Séries temporelles de 1850 à 2100 des anomalies annuelles de SPI cumulées sur 3 et 6 mois (haut) et normalisées sur la période de référence 1979-2008 pour un sous ensemble de 15 modèles CMIP5. La moyenne multi-modèles est représentée en rouge et enveloppée des minima et maxima, le SPI calculé à partir des observations GPCC est indiqué en noir sur la période 1901-2010. De la même manière, les panels du bas montrent l'évolution de SMD (Soil Moisture Departure) à gauche, et pour le LAI simulés par 11 ESMs à droite, avec en noir les anomalies calculée respectivement avec la réanalyse ERA interim, et le LAI3g (Zhu et al., 2013).

Incertitudes liées à la paramétrisation de la surface et au modèle forceur

3.1 Cadre expérimental

3.1.1 Les simulations

Des simulations ont été réalisées sur la période 1985 - 2100, en forçant $ISBA_{CC}$ par les sorties des modèles de climat disponibles pour l'exercice CMIP5 avec le scénario RCP8.5. Par manque de temps, nous n'avons malheureusement pu considérer l'ensemble des modèles disponibles. L'idée de départ était de choisir un sous ensemble de modèles forceurs couvrant l'éventail des possibles et s'avérant capables de reproduire certaines caractéristiques du climat présent jugées importantes, telle que la saisonnalité des pluies et leur variabilité interannuelle en lien avec les principales téléconnections tropicales (cf. section 2.2.2). Ceci afin de quantifier les incertitudes liées au choix du modèle forceur relativement au choix de la paramétrisation d' $ISBA_{CC}$. Aussi, et pour commencer à illustrer ce point, nous avons forcé les trois configurations précédemment décrites d' $ISBA$ (NONE, CTL et PS+R) par le modèle du CNRM (version `cnrm_cm5`) et celui de l'IPSL (version `ipsl-sm5a-l`). La table 3.1 attribue les noms et caractéristiques des simulations réalisées.

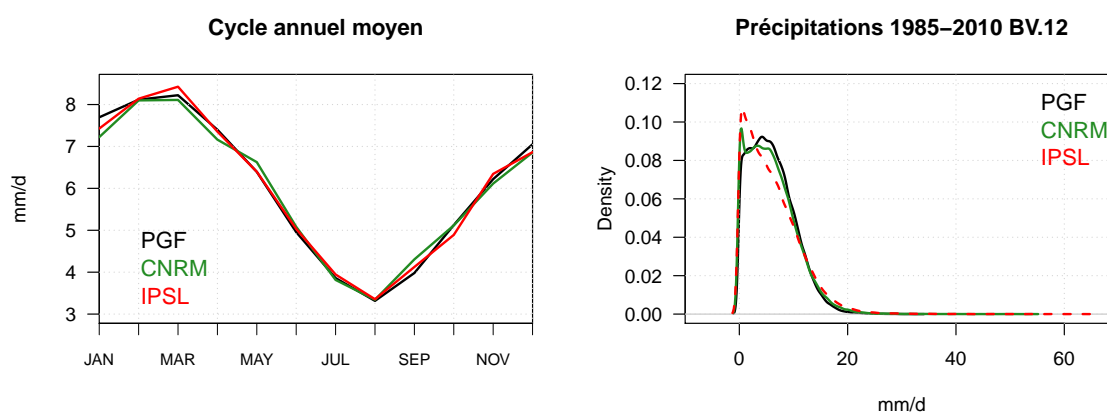


FIGURE 3.1 – Cycle annuel moyen et densité (par point de grille) des précipitations mensuelles de 1985 à 2010 données par le forçage PGF, CNRM et Ipsl corrigés.

Comme indiqué à la section 2.2.2, le climat simulé par les GCMs souffre de biais importants sur l'Amazonie. Nous avons fait le choix de corriger ces biais avant d'imposer le climat futur au

modèle ISBA_{CC}. Il fallait en effet au moins que le climat simulé par le GCM pour le présent soit compatible avec l'existence de l'écosystème amazonien. Nous avons utilisé une méthode de correction de biais « quantile - quantile » modifiée pour tenir compte de l'évolution des distributions simulées en réponse au changement climatique (Li et al., 2010; Alkama, 2014). Nous avons utilisé PGF sur la période 1985-2010 comme forçage de référence. Comme illustré par les précipitations moyennées sur le bassin versant d'Obidos (BV.12), le cycle annuel moyen des forçages corrigés à partir des sorties des GCMs du CNRM et de l'IPSL est, par construction, en accord avec les précipitations GPCC du forçage PGF (fig. 3.1, à gauche).

Cependant, la distribution des précipitations n'est pas optimale car la méthode suppose que les précipitations suivent une loi gaussienne, ce qui est raisonnable pour des précipitations mensuelles (Alkama, 2014), mais pas pour les précipitations quotidiennes, ce qui dégrade fortement la représentation des extrêmes comme illustré sur la figure 3.1 (à droite) où les faibles valeurs de précipitations sont surestimées. Notons que le modèle de L'IPSL corrigé est plus affecté que celui du CNRM (fig. 3.1, droite) sur la période historique. L'IPSL montre par conséquent plus de jours secs que le CNRM (fig. 3.2, ΔQ_{10}). Malgré ces imperfections, la méthode de correction permet de supprimer le biais sec du climat simulé par les 2 modèles sur l'Amazonie relativement aux observations GPCC (Joetzjer et al., 2013b).

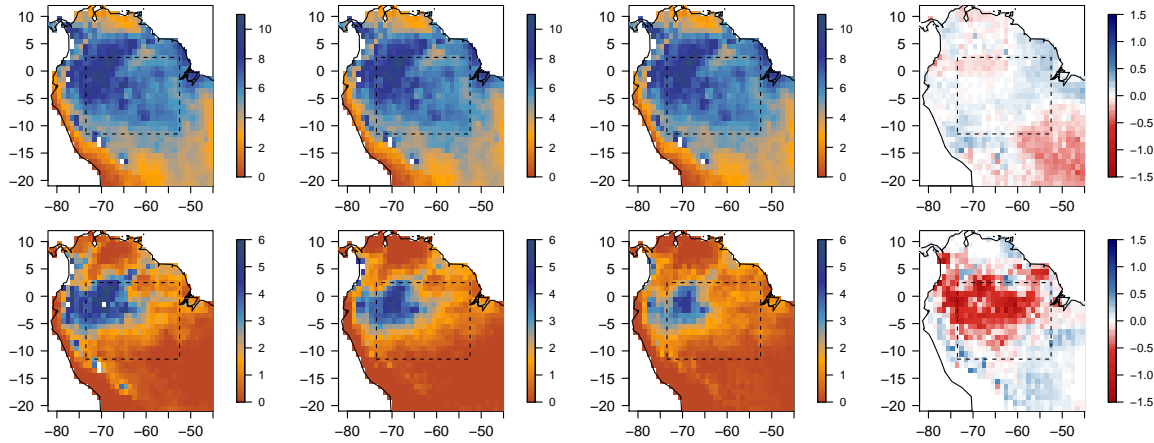


FIGURE 3.2 – Moyennes (haut) et Q10 (bas) calculées à partir des précipitations GPCC et le forçage corrigé du CNRM et de l'IPSL. Les graphes de droite montrent la différence entre l'IPSL et le CNRM. La zone encadrée représente la boîte AMA surlaquelle sont calculées les moyennes indiquées au dessus de chaque panel.

Pour chaque version et modèle forceur corrigé, nous prenons comme état initial celui donné au mois de janvier 1985 par les simulations réalisées avec le forçage PGF et décrites dans les parties 1 et 2. Comme le climat corrigé des 2 modèles forceurs n'est pas parfaitement identique au climat PGF, un spin-up de 10 ans est effectué pour absorber les petites différences entre climat PGF sur la période 1985-2010 et climat CNRM ou IPSL corrigé sur la même période.

La table 3.1 attribue les noms et caractéristiques des simulations réalisées.

3.1.2 Les modèles forceurs : CNRM vs. IPSL

Les modèle de l'IPSL et du CNRM montrent des réponses au scénario RCP8.5 assez contrastées (fig. 3.3) : le CNRM montre un comportement médian relativement aux autres GCMs étudiés, avec une saison sèche plus sèche, alors que le modèle de l'IPSL montre un climat plus humide en lien avec un réchauffement important et généralisé des SST tropicales. Prendre ces deux

TABLE 3.1 – Simulations réalisées

Forçage	Période	NONE	CTL	PS+R	Cn_version	Ip_version
PGF	1948-2010	X	X	X		
CNRM	1985-2100				X	
IPSL	1985-2100					X

modèles permet donc de tester la réponse d'ISBA_{CC} dans des conditions contrastées. Il aurait été néanmoins pertinent d'utiliser le modèle Hadgem-1 (noté MOHC dans Joetzjer et al. (2013a)) qui ne présente pas de biais sec en climat présent (et auquel la méthode de correction ne viendrait donc pas ajouter de l'eau) et projette un assèchement important relativement au CNRM. Ceci aurait permis de tester la sensibilité des paramétrisations d'ISBA_{CC} au changement climatique dans un environnement plus sec.

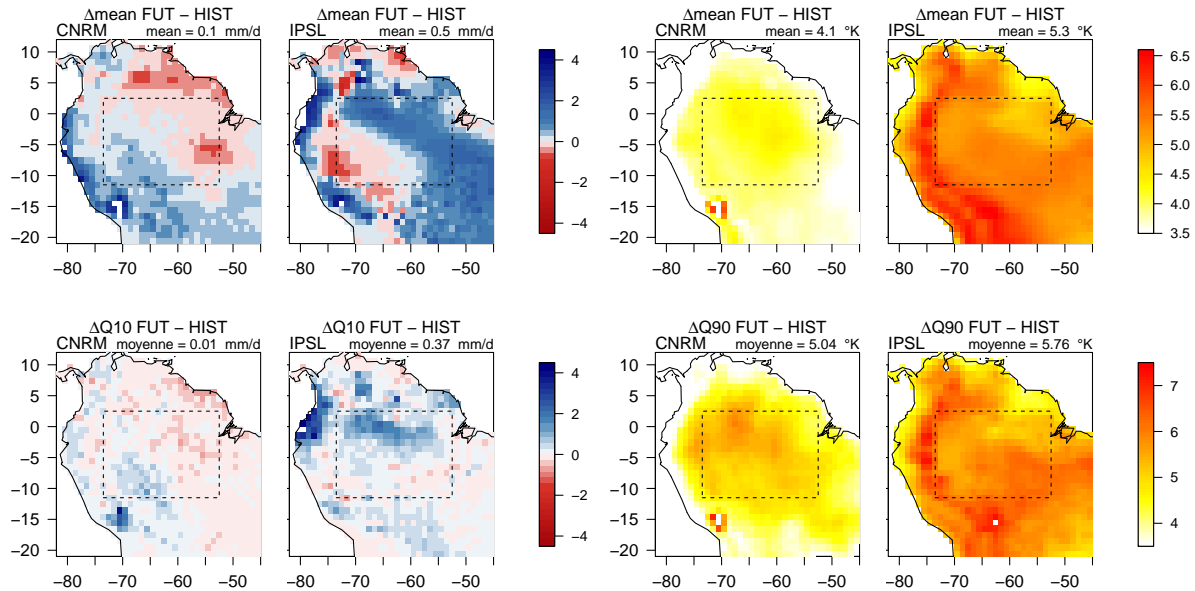


FIGURE 3.3 – Anomalies ($[2075\ 2100] - [1985-2010]$) des moyennes et des quantiles 10 ou 90 calculées à partir des précipitations (gauche) et des température (droite) pour le forçage corrigé du CNRM et de l'IPSL.

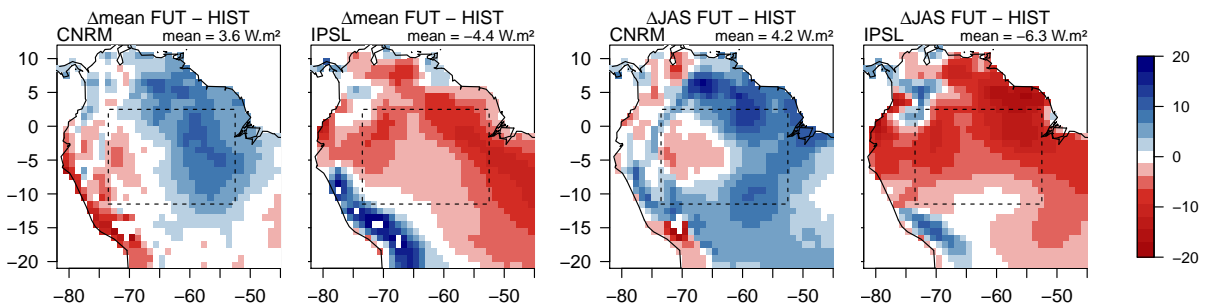


FIGURE 3.4 – Anomalies ($[2075\ 2100] - [1985-2010]$) en moyenne annuelle et sur JAS calculées à partir des rayonnements pour le forçage corrigé du CNRM et de l'IPSL.

Ce chapitre s'intéresse à la sensibilité au changement climatique de la réponse des flux et stocks d'eau et de carbone à la paramétrisation de la végétation et, de manière exploratoire, au modèle forceur, avec une attention particulière portée aux sécheresses. Ce sont donc principalement les anomalies par rapport à l'état moyen calculé sur la période historique 1985-2010, qui seront considérées.

3.2 Réponse du cycle hydrologique

Les simulations Ip_* montrent une augmentation des débits à Obidos, mais qui est bien moindre avec Ip_NONE relativement aux autres versions. Le signe de la tendance simulée varie selon la version avec le forçage du CNRM (fig. 3.5). Aussi le signe de la tendance des précipitations donné par le forçage (augmentation des précipitations pour l'IPSL et diminution pour le CNRM (fig. 3.3), n'explique pas à lui seul le signe des tendances des débits simulés à Obidos, et l'implémentation du cycle du carbone ou non (NONE vs. CTL et PS+R) et du choix de la paramétrisation de la surface (CTL vs. PS+R) influencent également l'évolution des débits.

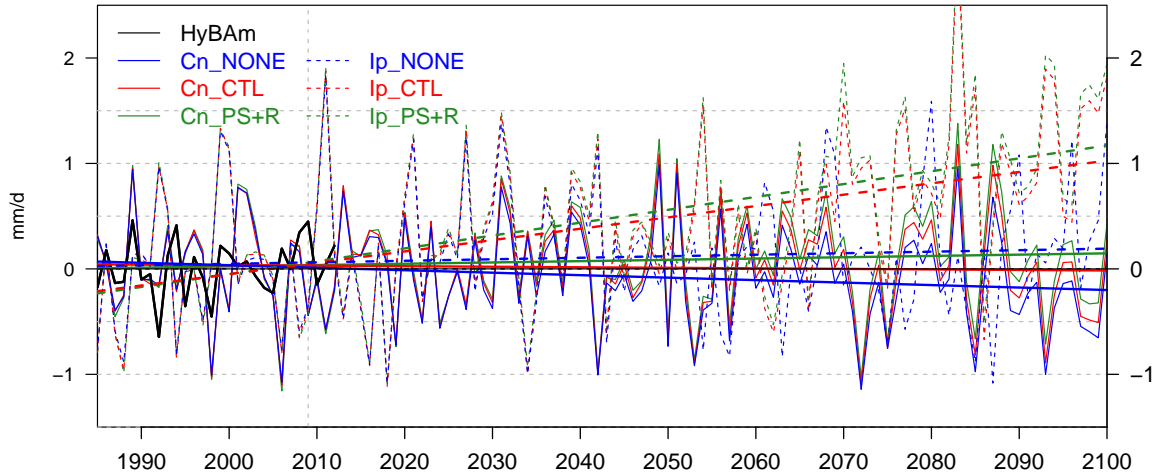


FIGURE 3.5 – Anomalies par rapport à la moyenne calculée sur 1985-2010 des débits annuels observés (HyBAm), et simulés par les versions Cn_* et Ip_* (1985-2100) à Obidos (BV.12).

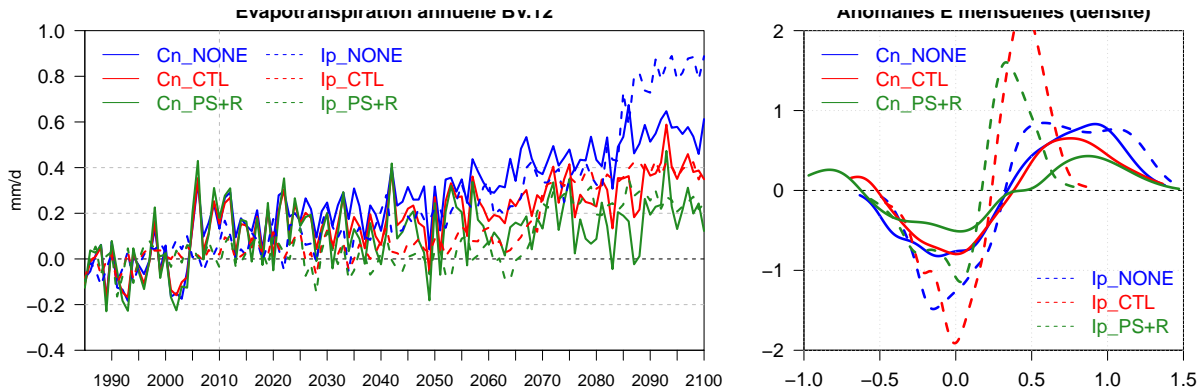


FIGURE 3.6 – Séries temporelles des anomalies d'évapotranspirations annuelles simulées par les versions NONE CTL et PS+R et forcées par CNRM et IPSL de 1985 à 2100 (gauche) et différences entre les PDFs calculées pour les anomalies d'évapotranspirations mensuelles sur la période future (2075-2100) et historique (1985-2010) pour les évapotranspirations moyennées sur le bassin versant BV.12 (Obidos)

D'une part, les modifications réalisées entre CTL et PS+R corrigent le biais négatif d'évapotranspiration, conduisant la version PS+R à simuler des flux d'évapotranspiration similaires à NONE. Pour autant, NONE et PS+R ne montrent pas la même sensibilité au changement climatique, et cela quel que soit le modèle forceur utilisé (fig. 3.6, à gauche). Sous l'effet d'un réchauffement, et si les sols ne sont pas limitants en eau, l'évapotranspiration augmente. En revanche, une augmentation de la concentration en CO_2 atmosphérique active la fermeture des stomates (cf. première partie, fig. 1.1), par le biais de la réduction linéaire de la f en fonction du déficit de pression de vapeur saturante (D_s) suivant éq. 3.1. Dans ISBA_{CC} , quand f diminue, à même C_a , C_i diminue, ce qui réduit l'assimilation, et comme g_s dépend du rapport $A_m/(C_a - C_i)$, g_s diminue. Cet effet *anti-transpirant* est autorisé par la représentation du cycle du carbone, et explique en partie l'augmentation moindre de l'évapotranspiration annuelle simulée par PS+R et CTL relativement à NONE. La quantité d'eau évaporée dans l'atmosphère étant plus importante pour NONE que pour PS+R et CTL, les débits s'en trouvent diminués (fig. 3.5).

Néanmoins, la version CTL, qui intègre également le cycle du carbone, montre une augmentation de LE moins forte que NONE, mais plus forte que PS+R (fig. 3.6). Ce n'est pas un effet du LAI, car il est plus faible avec CTL que PS+R. La nouvelle paramétrisation change donc la sensibilité de la réponse de l'évapotranspiration au changement climatique. La modification du f_0 change le facteur de couplage f et sa sensibilité au D_s via :

$$f = f_0 \cdot \left(1 - \frac{D_s}{D_{max}}\right) + f_{min} \cdot \frac{D_s}{D_{max}} \quad (3.1)$$

Dans la version CTL $f_0 = 0.572$ (quand l'eau du sol est non limitante), alors que, dans la version PS+R $f_0 = 0.74$, suivant les valeurs observées en Amazonie par Domingues et al. (2007). Sous l'effet de l'augmentation de température et donc de D_s , f diminue plus fortement avec PS+R relativement à CTL, tout comme la conductance stomatique illustrée (fig. 3.7). Cette diminution moins forte explique une augmentation moindre de l'évapotranspiration simulée par PS+R sur le XXI^{ème} relativement à CTL, et cela quel que soit le modèle forceur utilisé.

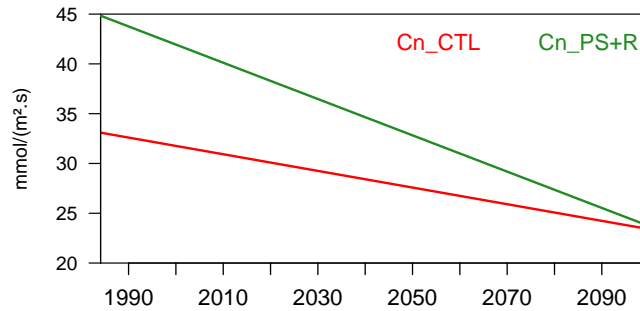


FIGURE 3.7 – Fit linéaire de l'évolution temporelle de la conductance stomatique (sur le K67) de 1985 à 2100 simulée par CTL et PS+R avec le forçage CNRM

Dans ce cas, la version contraint d'avantage la tendance de l'évapotranspiration que ne le fait le modèle forceur. Seule la version Ip_NONE montre, à partir de 2080, une augmentation de E plus importante que Cn_NONE . Contrairement au CNRM, le forçage de l'IPSL donne une augmentation des précipitations à la fin du siècle, qui s'accompagne d'un réchauffement également plus marqué (fig. 3.3). Il semble que la diminution des précipitations associées à de fortes évapotranspirations fait que E de Cn_NONE soit a posteriori limitée par l'eau du sol relativement à Ip_NONE . L'effet anti-transpirant implémenté dans les versions CTL et PS+R, en diminuant l'évapotranspiration empêche que les sols se vident et c'est pourquoi on ne retrouve pas de telles différences en comparant Cn_PS+R et Cn_CTL vs Ip_PS+R et Ip_CTL . Cet

effet d'atténuation des sécheresses a déjà été mis en évidence avec les expériences idéalisées réalisées pour l'article (cf. section 2.12 Joetzjer et al., 2014) et signalé par (Betts et al., 2007).

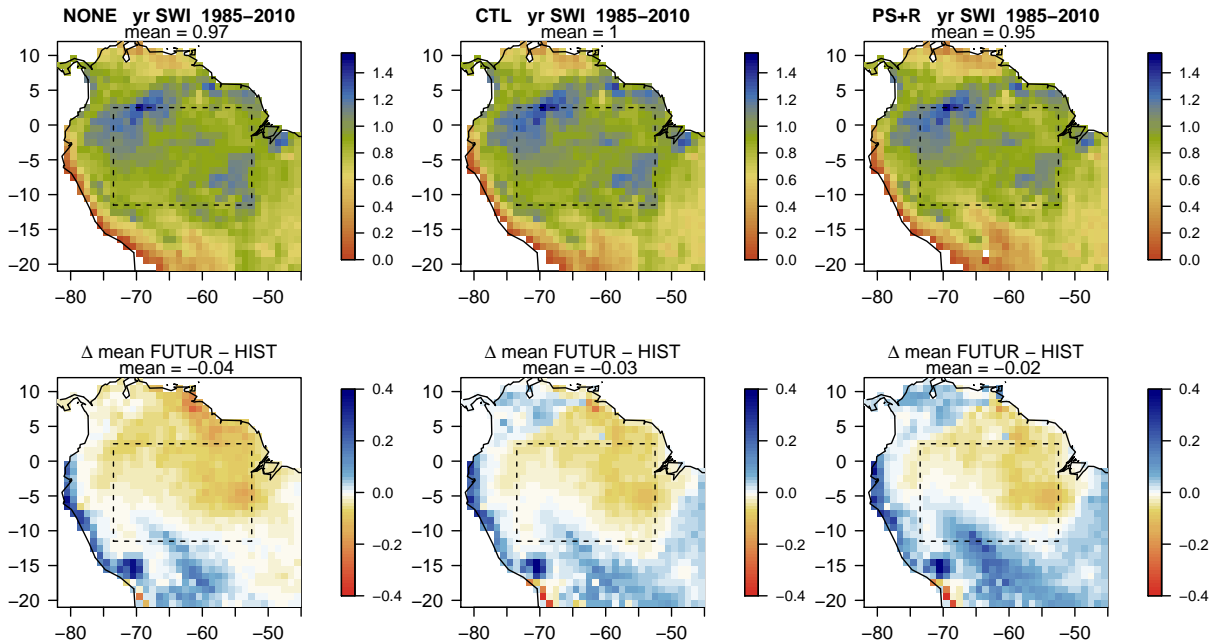


FIGURE 3.8 – SWI simulés par NONE, CTL et PS+R moyennés sur la période historique (en haut), et anomalies (en bas) par rapport à la période future.

Les différences entre les PDFs calculées pour les évapotranspirations mensuelles moyennées sur le bassin versant d'Obidos sur la période future (2075-2100) et historique (1985-2010) simulées par les 3 versions (fig. 3.3) montrent, possiblement, l'influence de la modification de la WSF car Cn_PS+R simule plus d'E faibles en futur qu'en présent relativement à Cn_CTL. En effet, sur le bassin amazonien on trouve des SWI inférieurs à 1 (fig. 3.8). Ce résultat reste néanmoins timide car les sols ne sont pas très limitants en eau, et ne se retrouve pas avec les versions PS+R et CTL forcées par l'IPSL qui est plus humide en futur.

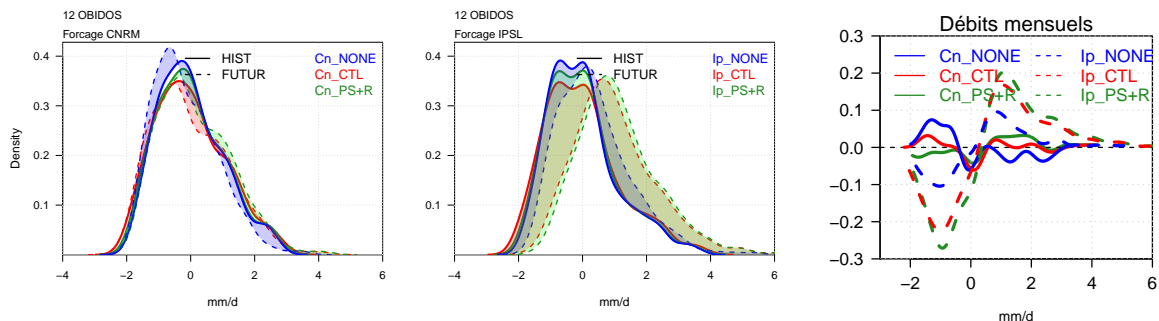


FIGURE 3.9 – PDFs des anomalies de débits à Obidos calculées sur la période 1985-2010 (trait continu) et 2075-2100 (tirets) simulées par les trois versions forcées par le CNRM-CM5 corrigé par PGF, à gauche et par l'IPSL corrigé par PGF au milieu. Les différences des PDFs est indiquée à droite.

Sur les différences de PDFs des débits (fig. 3.9), Cn_CTL simule une augmentation en climat futur des faibles débits, ce que ne montre pas Cn_PS+R en lien avec une diminution de E plus

marquée. Les simulations Ip_* montrent une augmentation des débits car l'augmentation de l'évapotranspiration ne vient pas compenser l'augmentation des précipitations imposée par le forçage. Le shift est néanmoins plus important avec les versions carbone car l'évapotranspiration est limitée contrairement à NONE.

3.3 Réponse de la végétation

L'augmentation de la concentration en CO_2 atmosphérique induit une augmentation de la GPP (*effet fertilisant*) simulée par $ISBA_{CC}$ quel que soit le modèle forceur (fig. 3.10). Néanmoins, et en lien avec les modifications effectuées, PS+R simule un effet fertilisant moindre, mais aussi une saturation de la GPP à partir de 2065. Des tests de sensibilité réalisés en 1D montrent que c'est la réduction du taux de photosynthèse maximum, $A_{m,max}$ (Partie 1 Table 2.3) qui est essentiellement responsable de cette diminution de la sensibilité de la GPP à l'augmentation de CO_2 . La modification du f_0 , en augmentant la concentration interne en CO_2 , a un effet inverse, mais beaucoup plus faible que celui du $A_{m,max}$. Comme le contenu en eau des sols n'est pas limitant (fig. 3.8) en fin du XXI^{ème} siècle, la modification de la WSF a peu d'effet avec ces deux climats forceurs. Par ailleurs, et pour chaque version, les simulations IP_* montrent un effet fertilisant moindre que les simulations Cn_* , ceci s'explique par la baisse du rayonnement solaire (SWd) en futur simulée par l'IPSL (fig. 3.4).

La respiration de l'écosystème (R_{ECO}) augmente également, et montre, d'une version à l'autre et d'un forçage à l'autre, une sensibilité très semblable à celle de la GPP. Toutefois, comme l'indique l'évolution de la NEE (fig. 3.13, R_{ECO} augmente plus rapidement que la GPP durant la seconde moitié du XXI^{ème} siècle, jusqu'à la dépasser. C'est l'augmentation de la respiration autotrophe (R_A), qui est majoritairement responsable de l'augmentation de R_{ECO} . Comme la respiration des feuilles (R_{LEAF}) est directement liée à l'assimilation que ce soit dans la version CTL (partie 1 éq 2.6) ou PS+R (éq. 2.7), la sensibilité de R_A (dominée par R_{LEAF}) est très proche de celle de la GPP. Le rapport RA/GPP (fig. 3.11) permet de distinguer le comportement des versions en réponse aux modèles forceurs : PS+R est légèrement moins sensible au changement climatique quel que soit le climat forceur et la fraction de GPP respirée est plus élevée avec l'IPSL, plus chaud, quelle que soit la version. Les tests de sensibilité en 1d montrent que c'est la combinaison de $A_{m,max}$ et dans une moindre mesure les modifications des fonctions de respiration des feuilles et des autres réservoirs qui sont responsables de la plus faible sensibilité de R_A dans la version PS+R.

Contrairement à la GPP, la sensibilité de l'assimilation nette de carbone dans les plantes (NPP) est plus forte avec la version PS+R qu'avec CTL, ce qui provient directement du comportement de R_A . D'autre part, l'influence des modèles forceurs est presque aussi importante que celle des paramétrisations, ce qui n'est pas le cas pour les flux bruts GPP et R_{ECO} dont la sensibilité dépend essentiellement de la paramétrisation de la photosynthèse. Le climat plus chaud de l'IPSL favorisant la respiration et son plus faible ensoleillement limitant l'assimilation expliquent la NPP plus faible qu'avec le CNRM. La respiration hétérotrophe R_H (la décomposition de la matière organique dans la litière et dans le sol) est pilotée majoritairement par le flux de litière et suit donc, en première approximation, l'évolution de la NPP. La quantité plus importante de matière organique dans le sol avec PS+R se traduit par une augmentation plus forte de R_H en fin de siècle relativement à la NPP.

L'évolution de la biomasse de feuille (fig. 3.12) est cohérente avec l'évolution de la NPP. Par contre, celle du LAI qui diminue durant tout le XXI^{ème} siècle peut paraître surprenante. C'est en réalité le résultat de la paramétrisation de l'indice foliaire spécifique (SLA) qui diminue lorsque

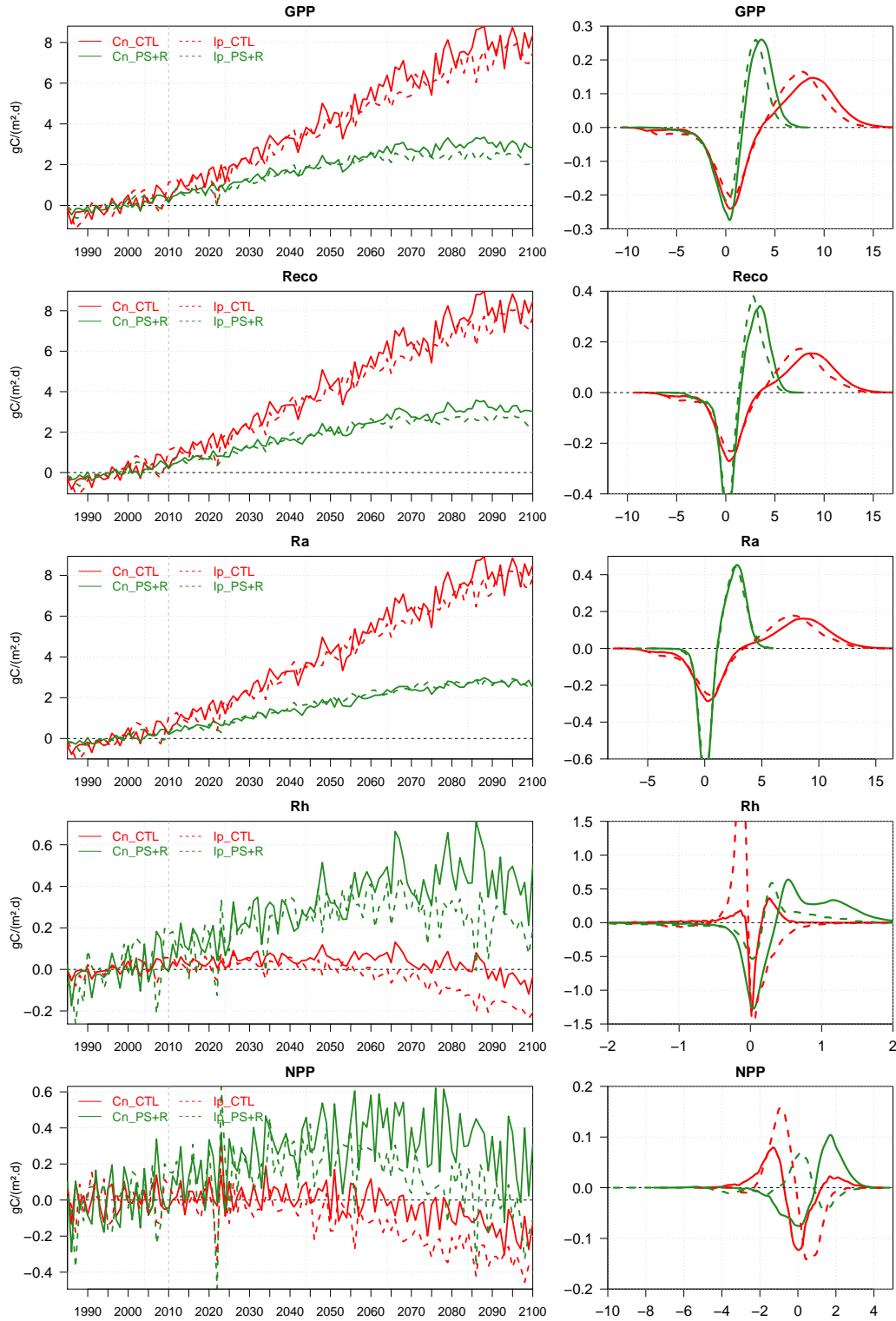


FIGURE 3.10 – Séries annuelles des GPP, R_{ECO} , R_A , R_H & NPP annuelles et normalisées sur la période historique simulées par les versions CTL et PS+R et forcées par CNRM et IPSL de 1985 à 2100 moyennées sur la boîte AMA (gauche). Différences entre les fonctions de densités des séries mensuelles sur la boîte AMA calculés pour 2075-2100 et 1985-2010

le CO_2 augmente (éq. 1.23 & 1.24, partie 1, suivant Calvet et al. (2008)). Un SLA plus faible signifie que pour une même quantité de carbone assimilée, la superficie de feuille sera plus petite. Comme le LAI dimensionne tous les flux de carbone et d'eau, le choix de cette paramétrisation est crucial et devra être testé dans le futur. Dans cette étude, la diminution du SLA avec l'aug-

3.3. Réponse de la végétation

mentation de CO_2 était activée pour les 4 simulations et ne peut donc expliquer une différence de comportement entre les 4. Notons qu'elle n'était pas activée dans les tests de sensibilité au changement climatique réalisés pour les expériences de sécheresse artificielle (partie 2, figure 2.12).

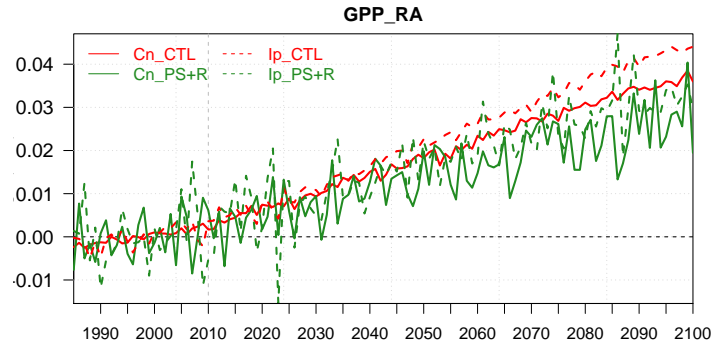


FIGURE 3.11 – Séries annuelles du ratio R_A/GPP annuel (normalisées) simulées par les versions CTL et PS+R et forcées par CNRM et IPSL de 1985 à 2100 moyennées sur la boîte AMA (gauche).

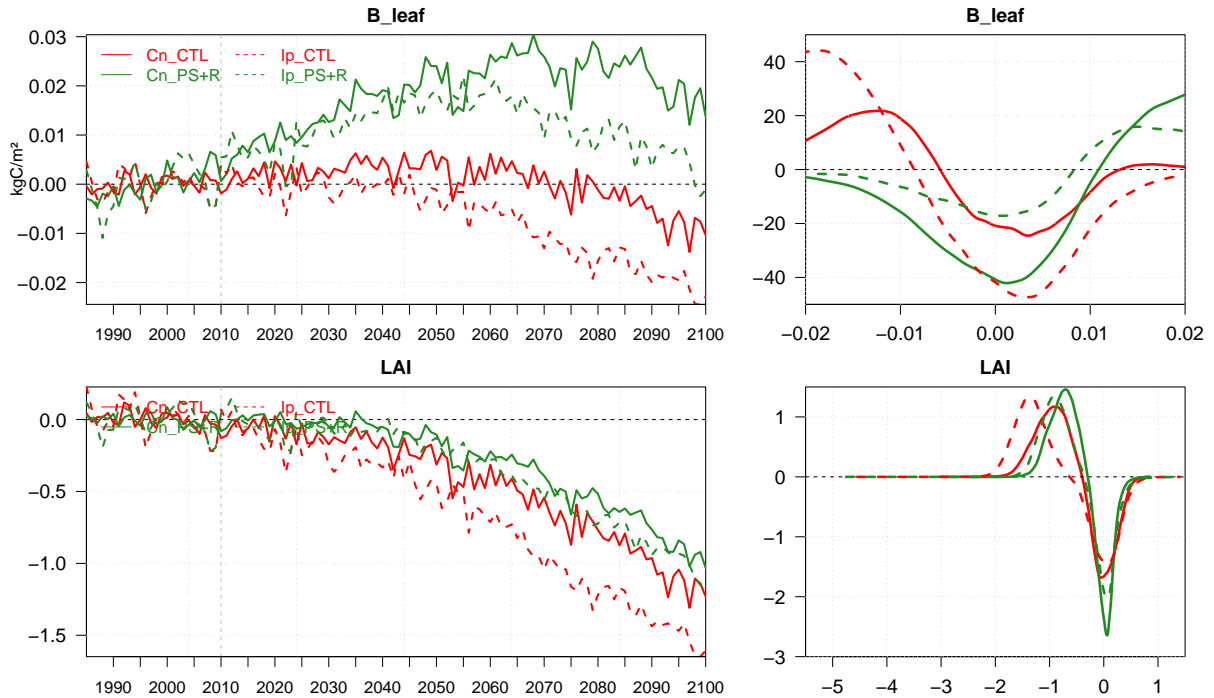


FIGURE 3.12 – Idem que 3.10 pour Biomasse foliaire et LAI.

Au final, quelle que soit la configuration forçage/paramétrisation choisie, ISBA_{CC} simule l'Amazonie comme étant une source de carbone en moyenne sur la fin du XXI^{ème} siècle, mais l'amplitude et le timing sont variables suivant la configuration considérée (fig. 3.13). Le forçage, selon la température imposée et, très probablement le rayonnement, viennent moduler la réponse de la GPP et de R_A , donc de la NPP et de R_H , tandis que la paramétrisation joue sur le taux de carbone assimilé mais aussi sur la dépendance de la respiration à la température. Les changements apportés aux WSF influent peu car les contenus en eau du sol ne sont pas limitants avec les deux climats forceurs choisis. Notez que le pattern spatial de la variation de NEE est assez homogène, et suit l'homogénéité de l'augmentation des températures et du CO_2 sur le bassin.

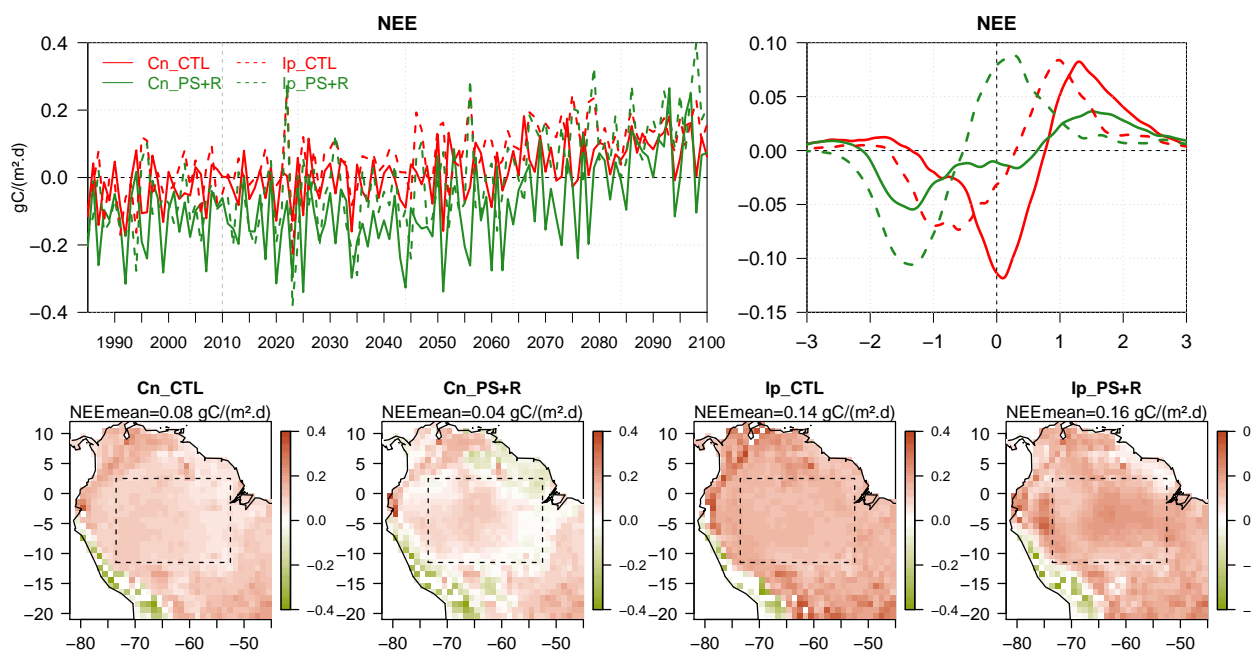


FIGURE 3.13 – Séries annuelles des NEE annuelles (non normalisées) simulées par les versions CTL et PS+R et forcées par CNRM et IPSL de 1985 à 2100 moyennées sur la boîte AMA (gauche) et différences des PDFs (en haut) et cartes des NEE moyennées sur la période 2075-2100 (en bas).

SYNTHÈSE DE LA TROISIÈME PARTIE

Avant d'évaluer en mode off-line les impacts du changement climatique sur l'hydrologie et le cycle du carbone du bassin Amazonien simulé par ISBA CC, nous avons brièvement discuté de la réponse des précipitations et de l'évapotranspiration simulées par les modèles CMIP3 et CMIP5 au scénario RCP8.5 sur l'Amazonie et de leurs incertitudes. Sur la période historique, la représentation du cycle annuel, de la distribution spatiale et des téléconnexions des précipitations avec les températures de surface de la mer (SST) de part et d'autre de l'Amazonie a été globalement améliorée par les 13 modèles de climats de CMIP3 à CMIP5. Néanmoins, si le consensus est plus faible pour une saison humide plus humide, il y a un consensus plus fort pour un allongement et une intensification de la saison sèche, en réponse à un déplacement septentrional de la zone de convergence inter-tropicale lié au réchauffement asymétrique entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud plus important dans les simulations CMIP5. Les fortes incertitudes persistantes dans la réponse des précipitations reflètent à la fois la réponse contrastée de la convergence d'humidité et de l'évapotranspiration en climat futur. Il est possible qu'elles soient liées à la réponse divergente des SST tropicales et de l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) et aux comportements potentiellement erronés de certains modèles qui montrent les réponses les plus extrêmes.

Suite à cette étude, deux modèles forceurs proposant des climats futurs contrastés, l'un montrant un faible assèchement (CNRM-CM5) tandis que l'autre simule des précipitations plus importantes accompagnées d'un fort réchauffement et d'un ensoleillement réduit (IPSL). Les 3 versions d'ISBA_{CC} (NONE, CTL et PS+R) ont été forcées par les climats de ces deux modèles calibrés sur la période historique afin d'explorer la sensibilité de la réponse au changement climatique des stocks et flux de carbone et d'eau en fonction du choix de la paramétrisation et du choix du modèle forceur.

La modification du facteur de couplage f_0 induit une plus forte réponse de la fermeture stomatique sous l'effet de l'augmentation de la température (et donc du déficit de pression de vapeur saturante) et de la concentration en CO₂ atmosphérique. Cette réponse induit une limitation de l'augmentation de l'évapotranspiration induite par le réchauffement dans la version PS+R, ce qui se traduit par des changements de la tendance des débits. La diminution plus forte de g_s associée à la modification du $A_{m,max}$ limite l'assimilation via l'effet fertilisant du CO₂ dans PS+R relativement à CTL. La respiration autotrophe suit la même évolution. Via la modification des fonctions en température de R_A , le ratio R_A/GPP augmente moins avec PS+R, ce qui se traduit par une NPP plus élevée. Néanmoins, si le timing et l'amplitude de la réponse de la NEE diffèrent selon les versions, PS+R et CTL simulent une source de carbone en Amazonie à la fin du XXI^{ème} siècle, car l'effet du réchauffement sur les respirations compense, et dépasse, l'effet fertilisant. Ce résultat est également amplifié par l'étrange diminution du LAI pilotée par la forte diminution du SLA en réponse à l'augmentation de CO₂. Par ailleurs, l'influence de la paramétrisation de la WSF est timide en raison du stress hydrique peu (ou pas) prononcé en climat futur dans les deux modèles climatiques choisis. Les différences entre les deux modèles forceurs dominent la réponse des débits, et influencent dans une moindre mesure les réponses des flux nets de carbone et de l'évapotranspiration.

Conclusions & Perspectives

Conclusions

L'évaluation à partir d'observations in situ et régionales du modèle de surface ISBA_{CC} en mode off-line sur la forêt amazonienne a permis de mettre en évidence certaines de ses déficiences, notamment quant à la représentation de la végétation et de sa réponse aux sécheresses, en dépit d'une hydrologie très raisonnable.

Grâce aux mesures du réseau FLUXNET, on a montré que la version de contrôle montrait une mauvaise répartition entre le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible, résultat confirmée à l'échelle régionale par une surestimation quasi systématique des débits annuels des fleuves, traduisant une sous-estimation de l'évapotranspiration. En revanche la saisonnalité du cycle hydrologique est raisonnablement représentée car cohérente avec les données d'évapotranspiration FLUXNET, avec la reconstruction MTE et avec les données des anomalies de stocks d'eau GRACE. Par ailleurs, si la quantité de carbone assimilée semble raisonnable, il est difficile d'évaluer la saisonnalité en raison des fortes incertitudes sur la reconstruction de la GPP estimée à partir des tours de flux, qui ne coïncide pas nécessairement avec d'autres observations in situ. Par ailleurs, on a également mis en évidence une sous estimation importante de la biomasse, principalement liée à une respiration des feuilles largement surestimée.

En conséquence, on a modifié la paramétrisation du couplage eau/carbone, l'assimilation maximale et le SLA, en s'appuyant sur des observations in situ, ainsi que les fonctions de respiration des réservoirs autotrophes d'ISBA_{CC}. La version ainsi modifiée permet de corriger les biais d'évapotranspiration et de débits, sans pour autant dégrader la dynamique saisonnière et inter-annuelle, et se comporte aussi bien que la version sans carbone, mais en permettant de simuler le couplage entre les cycles de l'eau et du carbone. La quantité de biomasse aérienne résultant semble néanmoins surestimée, non pas que les respirations implémentées soient inadéquates car cohérentes avec les observations, mais en raison de la faiblesse des turnovers.

Si l'évaluation de la réponse d'ISBA_{CC} aux expériences de sécheresses artificielles a permis, en modifiant la réponse de la végétation au stress hydrique, de mieux simuler la réduction de l'évapotranspiration et de l'assimilation, certains processus physiologiques pas encore implémentés dans le modèle manquent pour correctement représenter l'ensemble des conséquences induites par une sécheresse sur la végétation. A l'échelle du bassin, la réponse des débits et des variations de stocks d'eau aux événements extrêmes est cohérente avec les observations. Les anomalies sont fortement pilotées par le forçage des précipitations et peu dépendantes du choix de la paramétrisation. Néanmoins, la sur-estimation des débits et des Δ TWS pour les années 2005 et 2010 (sécheresse de saison sèche), interroge sur la représentation correcte des anomalies d'évapotranspiration et/ou sur la qualité du forçage atmosphérique, voir sur le rôle éventuel des prélèvements d'eau sur le bassin. Si l'on manque d'observations fiables de la variabilité inter-annuelle des flux de carbone, de manière qualitative, la version PS+R simule une source de carbone plus importante en réponse à la sécheresse de 2010 que la version de contrôle. On illustre ici, malheureusement sans pouvoir statuer sur l'amélioration (ou non) du modèle, l'importance des fonctions de respiration pour établir la sensibilité du bilan de carbone en cas de sécheresse.

Par ailleurs, avant d'évaluer en mode off line les impacts du changement climatique sur l'hydrologie et le cycle du carbone du bassin Amazonien simulé par ISBA_{CC}, nous avons brièvement discuté des incertitudes régionales (Amazonie) sur la réponse des modèles CMIP5 au scénario RCP8.5. Outre le consensus fort entre les modèles pour une saison sèche plus longue et plus intense en Amazonie à la fin du siècle, cette étude nous a également permis de situer les deux modèles forceurs choisis pour fournir les forçages météorologiques du futur que nous avons ap-

pliqué aux 3 versions (NONE, CTL et PS+R) du modèle ISBA_{CC} afin d'explorer la sensibilité de la réponse des flux et stocks d'eau et de carbone au choix de la paramétrisation et au choix du modèle forceur au changement climatique. Si les différences entre les deux modèles forceurs dominent la réponse des débits, ils influencent dans une moindre mesure les réponses des flux nets de carbone et de l'évapotranspiration ce qui illustre l'importance de la paramétrisation de la surface pour l'étude des projections. Notons néanmoins que quel que soit le modèle ou la paramétrisation choisis, bien que le timing et l'amplitude de la réponse de la NEE diffèrent, ISBA_{CC} simule une source de carbone en Amazonie à la fin du XXI^{ème} siècle, car l'effet du réchauffement sur les respirations compense, et dépasse, l'effet fertilisant.

Limites & Perspectives

Au delà des incertitudes dues respectivement aux observations, au choix des paramétrisations de surface, aux bases de données sol-végétation, au choix des forçages utilisés, que ce soit pour la période historique ou future, les incertitudes liées aux facteurs suivants n'ont pas été traitées dans ce manuscrit : scénario de concentration en CO₂, variabilité interne du climat et changements d'utilisation des sols (déforestation, land use), descente d'échelle des scénarios globaux. Enfin et surtout l'approche « off-line » suivie pendant cette thèse ne permet pas de statuer sur l'importance des rétroactions climatiques liées à la forêt amazonienne.

Ce travail d'évaluation a conduit à améliorer les flux d'évapotranspiration, l'efficacité d'utilisation du carbone et la biomasse simulés par ISBA_{CC}, mais plus important, il a permis de mettre à l'épreuve les processus physiologiques implémentés et de réfléchir aux processus manquants, dans ISBA_{CC} en particulier, et dans les LSMs en général.

Le modèle d'assimilation repose sur le concept d'une conductance mésophyllienne idéalisée suivant les travaux de Goudriaan (1986) et de Jacobs (1994). Comparée aux autres modèles, cette approche est originale car la plupart reposent sur les équations de Farquhar et al. (1980) qui considèrent les paramètres cinétiques (e.g. V_c, max) de la Rubisco. En comparant ISBA_{CC} et ORCHIDEE, dont la paramétrisation de la photosynthèse est classiquement modélisée suivant Farquhar et al. (1980), les performances étaient systématiquement plus dépendantes du site considéré que du modèle. Avoir de la diversité dans les processus des modèles est un atout lors des exercices d'intercomparaison, car cela permet d'avoir des modèles relativement indépendants. Néanmoins le modèle de Farquhar et al. (1980) est très largement utilisé, que ce soit par les modélisateurs de la surface ou les physiologistes. Aussi, il est très documenté et de nombreuses recherches font échos à ses paramètres, ce qui donne une fenêtre de contraintes supplémentaire pour les modèles de surface dont l'assimilation est calculée suivant Farquhar et al. (1980). Citons pour exemple, les récentes mesures satellitaires de fluorescence chlorophyllienne qui permettraient d'estimer les variations temporelles de V_c, max à l'échelle globale (Zhang et al., 2014).

L'actuelle description des réservoirs de biomasse est un frein que ce soit pour paramétrer les temps de résidence du carbone ou pour des développements plus conséquents, comme l'introduction de processus de mortalité dépendant du climat. En outre, la loi de dilution de l'azote (Lemaire et Gastal, 1997) qui régit les co-évolutions des réservoirs des feuilles et de *biomasse aérienne structurelle active* est également un processus à creuser et dont la réalité reste à établir pour les ligneux. La diminution du LAI, malgré une augmentation de la biomasse foliaire en réponse à une augmentation de la concentration en CO₂ atmosphérique suivant (Calvet et al., 2008) est un résultat étonnant. Si les expériences d'enrichissement en CO₂ (FACE) permettent de comprendre la réponse de la végétation à une augmentation de la concentration en CO₂, il n'y a pas encore de telles expériences mises en place dans les forêts tropicales (mais c'est en en projet (Lapola et Norby, 2014)), et les résultats des expériences FACE existantes ne seraient

pas nécessairement extrapolables aux forêts tropicales (Hickler et al., 2008).

En outre, si l'on a simplifié la fonction de stress, la paramétrisation de la réponse de la végétation au stress hydrique est loin d'être satisfaisante, car, et à l'instar des autres modèles de surface, on néglige certains processus, comme la mortalité des arbres. Étant un processus complexe et non linéaire, autant dans le temps que dans l'espace, il est finalement assez peu connu, et sa paramétrisation diverge dans les modèles de surface (McDowell et al., 2011). En outre, ISBA_{CC} ne possède pas encore de modèle de feux naturels.

Au delà de l'amélioration d'ISBA_{CC}, la modélisation de l'Amazonie et de ses interactions avec le climat reste limitée dans les LSMs (ou DGVMs), du fait de la représentation simplifiée de la végétation pour représenter la diversité des processus physiologiques, mais aussi par le manque de connaissances et/ou le manque de contraintes pour les évaluer de manière incrémentale.

Le cycle saisonnier de la respiration, et notamment de la respiration des feuilles, tout comme sa réponse à un déficit hydrique mais aussi à une augmentation de température est primordial à contraindre dans nos modèles (Piao et al., 2010; Atkin et al., 2014) au regard de son importance dans le bilan carbone. La mortalité est également un processus important pour explorer la probabilité d'un « *amazon dieback* », mais émerge alors la question de la représentation de la dynamique des populations car le lien entre mortalité et productivité est loin d'être linéaire et dépend fortement de la démographie. Aussi, l'intérêt pour implémenter les limitations liées au cycle de l'azote et du phosphore est croissant dans la communauté, bien que les processus sont également encore mal connus. Par ailleurs, les processus paramétrés dans les modèles de surface sont basés sur des relations empiriques observées en climat actuel, qui ne sont pas nécessairement adaptées à un environnement différent. Néanmoins, l'étude de la réponse de la végétation aux événements extrêmes à l'échelle inter-annuelle, peut nous renseigner sur sa réponse en climat futur et par conséquent attester d'une certaine pertinence de nos processus modélisés (Cox et al., 2013; Wenzel et al., 2014).

Aussi, dans le développement actuel des ESMs, la tendance est à une description de plus en plus détaillée de la diversité fonctionnelle (e.g. stratégies de réponse au stress hydrique, limitation nutritive), que ce soit en multipliant les PFTs, ou en adoptant une approche basée uniquement sur les traits fonctionnels (van Bodegom et al., 2014). En s'affranchissant des PFTs, cette dernière permet une plus grande flexibilité de la réponse de la végétation, notamment dans un climat différent.

Mais n'est-il pas prématuré de complexifier à ce point les modèles de végétation utilisés dans les ESMs, notamment au vu de leurs biais climatologiques? Si cela nous permet d'explorer le domaine des possibles en climat futur, quel crédit accorder à ces projections quand les processus mis en oeuvre sont en réalité peu, ou pas contraints? Ce qui implique, outre un nombre d'observations croissantes, satellitaires (e.g. fluorescence), régionales et in situ, une approche pluridisciplinaire, afin de mettre en place des expériences pertinentes pour l'amélioration des modèles et vice versa.

Références bibliographiques

- Ahlström, A., G. Schurgers, A. Arneth et B. Smith. 2012, «Robustness and uncertainty in terrestrial ecosystem carbon response to CMIP5 climate change projections», *Environmental Research Letters*, vol. 7, n° 4, doi : 10.1088/1748-9326/7/4/044008, p. 044 008, ISSN 1748-9326. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/7/i=4/a=044008?key=crossref.c334ef142bc600447b618d3813e5e3ce>.
- Alkama, R. 2014, «Human influence on changes in the distribution of land precipitation», *Journal of Hydrology*, vol. 511, doi :10.1016/j.jhydrol.2014.02.016, p. 589–593, ISSN 00221694. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169414001231>.
- Alkama, R., B. Decharme, H. Douville, M. Becker, a. Cazenave, J. Sheffield, a. Voldoire, S. Tyteca et P. Le Moigne. 2010, «Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part I : Comparison to GRACE Terrestrial Water Storage Estimates and In Situ River Discharges», *Journal of Hydrometeorology*, vol. 11, n° 3, doi :10.1175/2010JHM1211.1, p. 583–600, ISSN 1525-755X. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JHM1211.1>.
- Allen, C. D., A. K. Macalady, H. Chenchouni, D. Bachelet, N. McDowell, M. Vennetier, T. Kitzberger, A. Rigling, D. D. Breshears, E. T. Hogg, P. Gonzalez, R. Fensham, Z. Zhang, J. Castro, N. Demidova, J.-H. Lim, G. Allard, S. W. Running, A. Semerci et N. Cobb. 2010, «A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests», *Forest Ecology and Management*, vol. 259, n° 4, doi :10.1016/j.foreco.2009.09.001, p. 660–684, ISSN 03781127. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S037811270900615X>.
- Anav, a., P. Friedlingstein, M. Kidston, L. Bopp, P. Ciais, P. Cox, C. Jones, M. Jung, R. Myneni et Z. Zhu. 2013, «Evaluating the Land and Ocean Components of the Global Carbon Cycle in the CMIP5 Earth System Models», *Journal of Climate*, vol. 26, n° 18, doi :10.1175/JCLI-D-12-00417.1, p. 6801–6843, ISSN 0894-8755. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00417.1>.
- Anderegg, W. R. L., L. D. L. Anderegg, J. a. Berry et C. B. Field. 2014, «Loss of whole-tree hydraulic conductance during severe drought and multi-year forest die-off.», *Oecologia*, doi :10.1007/s00442-013-2875-5, ISSN 1432-1939. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24394863>.
- Anderegg, W. R. L., J. a. Berry, D. D. Smith, J. S. Sperry, L. D. L. Anderegg et C. B. Field. 2011, «The roles of hydraulic and carbon stress in a widespread climate-induced forest die-off», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 109, n° 1, doi :10.1073/pnas.1107891109, p. 233–7, ISSN 0027-8424. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=3252909&tool=pmcentrez&rendertype=abstracthttp://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1107891109>.
- Anderson, L. O., Y. Malhi, L. E. O. C. Aragão, R. Ladle, E. Arai, N. Barbier et O. Phillips. 2010, «Remote sensing detection of droughts in Amazonian forest canopies.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03355.x, p. 733–50, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20659255>.
- Aragão, L. E. O. C., Y. Malhi, R. M. Roman-Cuesta, S. Saatchi, L. O. Anderson et Y. E. Shimabukuro. 2007, «Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts», *Geophysical Research Letters*, vol. 34, n° 7, doi :10.1029/2006GL028946, p. 1–5, ISSN 0094-8276. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2006GL028946.shtml>.

- Aragão, L. E. O. C., B. Poulter, J. B. Barlow, L. O. Anderson, Y. Malhi, S. Saatchi, O. L. Phillips et E. Gloor. 2014, «Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests», *Biological Reviews*, vol. 2, doi : 10.1111/brv.12088, p. n/a–n/a, ISSN 14647931. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/brv.12088>.
- Arora, V. K. et G. J. Boer. 1999, «A variable velocity flow routing algorithm for GCMs», *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n° D24, doi :10.1029/1999JD900905, p. 30 965, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1999JD900905>.
- Arora, V. K. et G. J. Boer. 2006, «Simulating Competition and Coexistence between Plant Functional Types in a Dynamic Vegetation Model», *Earth Interactions*, vol. 10, n° 10, doi :10.1175/EI170.1, p. 1–30, ISSN 1087-3562. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/EI170.1>.
- Asner, G. P. et A. Alencar. 2010, «Drought impacts on the Amazon forest : the remote sensing perspective.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03310.x, p. 569–78, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20524994>.
- Atkin, O. K. et D. Macherel. 2009, «The crucial role of plant mitochondria in orchestrating drought tolerance.», *Annals of botany*, vol. 103, n° 4, doi :10.1093/aob/mcn094, p. 581–97, ISSN 1095-8290. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2707344&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Atkin, O. K., P. Meir et M. H. Turnbull. 2014, «Improving representation of leaf respiration in large-scale predictive climate-vegetation models.», *The New phytologist*, vol. 202, n° 3, doi :10.1111/nph.12686, p. 743–8, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24716517>.
- Aubinet, M., B. Heinesch et B. Longdoz. 2002, «Estimation of the carbon sequestration by a heterogeneous forest : Night flux corrections, heterogeneity of the site and inter annual variability», *Global Change Biology*, p. 1053–1071. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-2486.2002.00529.x/full>.
- Aubry-Kientz, M., B. Hérault, C. Ayotte-Trépanier, C. Baraloto et V. Rossi. 2013, «Toward trait-based mortality models for tropical forests.», *PloS one*, vol. 8, n° 5, doi :10.1371/journal.pone.0063678, p. e63 678, ISSN 1932-6203. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=3652824&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Baccini, a., S. J. Goetz, W. S. Walker, N. T. Laporte, M. Sun, D. Sulla-Menashe, J. Hackler, P. S. a. Beck, R. Dubayah, M. a. Friedl, S. Samanta et R. a. Houghton. 2012, «Estimated carbon dioxide emissions from tropical deforestation improved by carbon-density maps», *Nature Climate Change*, vol. 2, n° 3, doi :10.1038/nclimate1354, p. 182–185, ISSN 1758-678X. URL <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nclimate1354>.
- Bagley, J. E., A. R. Desai, K. J. Harding, P. K. Snyder et J. a. Foley. 2014, «Drought and Deforestation : Has Land Cover Change Influenced Recent Precipitation Extremes in the Amazon?», *Journal of Climate*, vol. 27, n° 1, doi :10.1175/JCLI-D-12-00369.1, p. 345–361, ISSN 0894-8755. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00369.1>.
- Baker, I. T., L. Prihodko, a. S. Denning, M. Goulden, S. Miller et H. R. da Rocha. 2008, «Seasonal drought stress in the Amazon : Reconciling models and observations», *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, doi : 10.1029/2007JG000644, p. G00B01, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JG000644>.
- Baker, N. R. 2008, «Chlorophyll fluorescence : a probe of photosynthesis in vivo.», *Annual review of plant biology*, vol. 59, doi :10.1146/annurev.arplant.59.032607.092759, p. 89–113, ISSN 1543-5008. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18444897>.
- Baker, T. et O. Phillips. 2004, «Increasing biomass in Amazonian forest plots», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, doi :10.1098/rstb.2003.1422. URL <http://rstb.royalsocietypublishing.org/content/359/1443/353.short>.
- Baker, T. R., E. N. Honorio Coronado, O. L. Phillips, J. Martin, G. M. F. van der Heijden, M. Garcia et J. Silva Espejo. 2007, «Low stocks of coarse woody debris in a southwest Amazonian forest.», *Oecologia*, vol. 152, n° 3, doi :10.1007/s00442-007-0667-5, p. 495–504, ISSN 0029-8549. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17333287>.
- Baldocchi, D., E. Falge et L. Gu. 2001, «FLUXNET : A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 82, n° 11, p. 2415–2434. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2).

- Ball, J. T., I. E. Woodrow et J. A. Berry. 1987, «A Model Predicting Stomatal Conductance and its Contribution to the Control of Photosynthesis under Different Environmental Conditions», dans *Progress in Photosynthesis Research*, ISBN 978-94-017-0521-9, 978-94-017-0519-6, p. 221–224, doi :citeulike-article-id:8423355. URL http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-017-0519-6_48.
- Baraloto, C., C. E. Timothy Paine, L. Poorter, J. Beauchene, D. Bonal, A.-M. Domenach, B. Hérault, S. Patiño, J.-C. Roggy et J. Chave. 2010, «Decoupled leaf and stem economics in rain forest trees.», *Ecology Letters*, vol. 13, n° 11, doi :10.1111/j.1461-0248.2010.01517.x, p. 1338–47, ISSN 1461-0248. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20807232>.
- Beer, C., M. Reichstein, E. Tomelleri, P. Ciais, M. Jung, N. Carvalhais, C. Rödenbeck, M. A. Arain, D. D. Baldocchi, G. B. Bonan, A. Bondeau, A. Cescatti, G. Lasslop, A. Lindroth, M. R. Lomas, S. Luyssaert, H. a. Margolis, K. W. Oleson, O. Roupsard, E. Veenendaal, N. Viovy, C. Williams, F. I. Woodward et D. Papale. 2010, «Terrestrial Gross Carbon Dioxide Uptake : Global Distribution and Covariation with Climate.», *Science*, vol. 834, n° 2010, doi :10.1126/science.1184984, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20603496>.
- Berry, J. a., D. J. Beerling et P. J. Franks. 2010, «Stomata : key players in the earth system, past and present.», *Current opinion in plant biology*, vol. 13, n° 3, doi :10.1016/j.pbi.2010.04.013, p. 233–40, ISSN 1879-0356. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20552724>.
- Berthelot, M., P. Friedlingstein, P. Ciais, J.-L. Dufresne et P. Monfray. 2005, «How uncertainties in future climate change predictions translate into future terrestrial carbon fluxes», *Global Change Biology*, vol. 11, n° 6, doi :10.1111/j.1365-2486.2005.00957.x, p. 959–970, ISSN 1354-1013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2005.00957.x>.
- Betts, R., M. Sanderson et S. Woodward. 2008, «Effects of large-scale Amazon forest degradation on climate and air quality through fluxes of carbon dioxide, water, energy, mineral dust and isoprene.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0027, p. 1873–80, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2375954&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Betts, R. a., O. Boucher, M. Collins, P. M. Cox, P. D. Falloon, N. Gedney, D. L. Hemming, C. Huntingford, C. D. Jones, D. M. H. Sexton et M. J. Webb. 2007, «Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide.», *Nature*, vol. 448, n° 7157, doi :10.1038/nature06045, p. 1037–41, ISSN 1476-4687. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17728755>.
- van Bodegom, P. M., J. C. Douma et L. M. Verheijen. 2014, «A fully traits-based approach to modeling global vegetation distribution», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 111, n° 38, doi :10.1073/pnas.1304551110, ISSN 0027-8424. URL <http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1304551110>.
- Bonal, D., A. Bosc, S. Ponton, J.-Y. Goret, B. Burban, P. Gross, J.-M. Bonnefond, J. Elbers, B. Longdoz, D. Epron, J.-M. Guehl et A. Granier. 2008, «Impact of severe dry season on net ecosystem exchange in the Neotropical rainforest of French Guiana», *Global Change Biology*, vol. 14, n° 8, doi :10.1111/j.1365-2486.2008.01610.x, p. 1917–1933, ISSN 1354-1013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2008.01610.x>.
- Bonan, G., S. Levis et S. Sitch. 2003, «A dynamic global vegetation model for use with climate models : concepts and description of simulated vegetation dynamics», *Global Change Biology*, doi :10.1046/j.1529-8817.2003.00681.x, p. 1543–1566. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-2486.2003.00681.x/full>.
- Bonan, G. B., P. J. Lawrence, K. W. Oleson, S. Levis, M. Jung, M. Reichstein, D. M. Lawrence et S. C. Swenson. 2011, «Improving canopy processes in the Community Land Model version 4 (CLM4) using global flux fields empirically inferred from FLUXNET data», *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, n° G2, doi :10.1029/2010JG001593, p. G02014, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JG001593>.
- Bonan, G. B., K. W. Oleson, R. a. Fisher, G. Lasslop et M. Reichstein. 2012, «Reconciling leaf physiological traits and canopy flux data : Use of the TRY and FLUXNET databases in the Community Land Model version 4», *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, n° G2, doi :10.1029/2011JG001913, p. 1–19, ISSN 0148-0227. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2012/2011JG001913.shtml>.
- Boone, A., J.-C. Calvet et J. Noilhan. 1999, «Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method», doi :10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2.

- Booth, B. B. B., C. D. Jones, M. Collins, I. J. Totterdell, P. M. Cox, S. Sitch, C. Huntingford, R. a. Betts, G. R. Harris et J. Lloyd. 2012, «High sensitivity of future global warming to land carbon cycle processes», *Environmental Research Letters*, vol. 7, n° 2, doi :10.1088/1748-9326/7/2/024002, p. 024 002, ISSN 1748-9326. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/7/i=2/a=024002?key=crossref.0608852a9b4c87899a93d976c7428fa8>.
- Brando, P. M., D. C. Nepstad, E. a. Davidson, S. E. Trumbore, D. Ray et P. Camargo. 2008, «Drought effects on litterfall, wood production and belowground carbon cycling in an Amazon forest : results of a throughfall reduction experiment.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0031, p. 1839–48, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2374907&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Bruhn, D., T. N. Mikkelsen, M. Herbst, W. L. Kutsch, M. C. Ball et K. Pilegaard. 2011, «Estimating daytime ecosystem respiration from eddy-flux data.», *Bio Systems*, vol. 103, n° 2, doi :10.1016/j.biosystems.2010.10.007, p. 309–13, ISSN 1872-8324. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20951761>.
- Bruno, R., H. D. Rocha, H. C. de Freitas, M. Goulden et S. Miller. 2006, «Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest», *Hydrological processes*, vol. 2489, n° 20, doi :10.1002/hyp, p. 2477–2489. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.6211/abstract>.
- Calvet, J.-c. 2000, «Investigating soil and atmospheric plant water stress using physiological and micrometeorological data», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 103, p. 229–247.
- Calvet, J.-C., a. L. Gibelin, J.-L. Roujean, E. Martin, P. Le Moigne, H. Douville et J. Noilhan. 2008, «Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern France», *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 8, n° 2, doi :10.5194/acp-8-397-2008, p. 397–406, ISSN 1680-7324. URL <http://www.atmos-chem-phys.net/8/397/2008/>.
- Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso et J.-P. Wigneron. 1998, «An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 92, n° 2, doi :10.1016/S0168-1923(98)00091-4, p. 73–95, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192398000914>.
- Calvet, J.-C., V. Rivalland, C. Picon-Cochard et J.-M. Guehl. 2004, «Modelling forest transpiration and CO₂ fluxes—response to soil moisture stress», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 124, n° 3-4, doi :10.1016/j.agrformet.2004.01.007, p. 143–156, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192304000140>.
- Calvet, J.-c. et J. F. Soussana. 2001, «Modelling CO₂ -enrichment effects using an interactive vegetation SVAT scheme», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 108, p. 129–152.
- Carrer, D., J.-L. Roujean, S. Lafont, J.-C. Calvet, A. Boone, B. Decharme, C. Delire et J.-P. Gastellu-Etchegorry. 2013, «A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-Ags : impact on carbon fluxes», *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, vol. 118, doi :10.1002/jgrg.20070, p. n/a–n/a, ISSN 21698953. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrg.20070>.
- Chambers, J. Q., E. S. Tribuzy, L. C. Toledo, B. F. Crispim, N. Higuchi, J. D. Santos, A. C. Araújo, B. Kruijt, A. D. Nobre et S. E. Trumbore. 2004, «Respiration From a Tropical Forest Ecosystem : Partitioning of Sources and Low Carbon Use Efficiency», *Ecological Applications*, vol. 14, n° sp4, doi :10.1890/01-6012, p. 72–88, ISSN 1051-0761. URL <http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/01-6012>.
- Champeaux, J. L., V. Masson et F. Chauvin. 2005, «ECOCLIMAP : a global database of land surface parameters at 1 km resolution», *Meteorological Applications*, vol. 12, n° 1, doi :10.1017/S1350482705001519, p. 29–32, ISSN 1350-4827. URL <http://doi.wiley.com/10.1017/S1350482705001519>.
- Chave, J., C. Andalo, S. Brown, M. a. Cairns, J. Q. Chambers, D. Eamus, H. Fölster, F. Fromard, N. Higuchi, T. Kira, J.-P. Lescure, B. W. Nelson, H. Ogawa, H. Puig, B. Riéra et T. Yamakura. 2005, «Tree allometry and improved estimation of carbon stocks and balance in tropical forests.», *Oecologia*, vol. 145, n° 1, doi :10.1007/s00442-005-0100-x, p. 87–99, ISSN 0029-8549. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15971085>.
- Chave, J., D. Coomes et S. Jansen. 2009, «Towards a worldwide wood economics spectrum», *Ecology Letters*, doi :10.1111/j.1461-0248.2009.01285.x, p. 351–366. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1461-0248.2009.01285.x/full>.
- Chaves, M. M. 1991, «Effects of Water Deficits on Carbon Assimilation», *J. Exp. Bot.*, vol. 42, doi :10.1093/jxb/42.1.1, p. 1–16. URL <http://jxb.oxfordjournals.org/cgi/content/abstract/42/1/1>.

- Chen, B., T. A. Black, N. C. Coops, T. Hilker, J. a. (Tony) Trofymow et K. Morgenstern. 2008, «Assessing Tower Flux Footprint Climatology and Scaling Between Remotely Sensed and Eddy Covariance Measurements», *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 130, n° 2, doi :10.1007/s10546-008-9339-1, p. 137–167, ISSN 0006-8314. URL <http://link.springer.com/10.1007/s10546-008-9339-1>.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, J. S. Famiglietti et M. Rodell. 2005, «Spatial sensitivity of the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations», *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, n° B8, doi :10.1029/2004JB003536, p. B08 408, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004JB003536>.
- Chen, J. L., C. R. Wilson et B. D. Tapley. 2010, «The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE», *Water Resources Research*, vol. 46, n° 12, doi : 10.1029/2010WR009383, p. n/a–n/a, ISSN 00431397. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2010WR009383>.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, Z. L. Yang et G. Y. Niu. 2009, «2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models», *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, n° B5, doi :10.1029/2008JB006056, p. B05 404, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JB006056>.
- Clark, D. B., L. M. Mercado, S. Sitch, C. D. Jones, N. Gedney, M. J. Best, M. Pryor, G. G. Rooney, R. L. H. Essery, E. Blyth, O. Boucher, R. J. Harding et P. M. Cox. 2011, «The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), Model description – Part 2 : Carbon fluxes and vegetation», *Geoscientific Model Development*, vol. 4, n° 1, doi :10.5194/gmdd-4-641-2011, p. 641–688, ISSN 1991-962X. URL <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/4/641/2011/>.
- Clark, D. B., P. C. Olivas, S. F. Oberbauer, D. a. Clark et M. G. Ryan. 2008, «First direct landscape-scale measurement of tropical rain forest Leaf Area Index, a key driver of global primary productivity.», *Ecology letters*, vol. 11, n° 2, doi :10.1111/j.1461-0248.2007.01134.x, p. 163–72, ISSN 1461-0248. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18031553>.
- Cochrane, M. a. et C. P. Barber. 2009, «Climate change, human land use and future fires in the Amazon», *Global Change Biology*, vol. 15, n° 3, doi :10.1111/j.1365-2486.2008.01786.x, p. 601–612, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2008.01786.x>.
- Coe, M. T., M. H. Costa et B. S. Soares-Filho. 2009, «The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River – Land surface processes and atmospheric feedbacks», *Journal of Hydrology*, vol. 369, n° 1-2, doi :10.1016/j.jhydrol.2009.02.043, p. 165–174, ISSN 00221694. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409001322>.
- Collatz, G. J., M. Ribas-Carbo et J. A. Berry. 1992, «Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C4 plants», *Australian Journal of Plant Physiology*, vol. 19, doi :10.1071/PP9920519, p. 519–539, ISSN 03107841. URL <http://www.publish.csiro.au/?paper=PP9920519>.
- Cook, B., N. Zeng et J.-H. Yoon. 2012, «Will Amazonia Dry Out? Magnitude and Causes of Change from IPCC Climate Model Projections», *Earth Interactions*, vol. 16, n° 3, doi :10.1175/2011EI398.1, p. 1–27, ISSN 1087-3562. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011EI398.1>.
- da Costa, A. C. L., D. Galbraith, S. Almeida, B. T. T. Portela, M. da Costa, J. a. D. A. Silva Junior, A. P. Braga, P. H. L. de Gonçalves, A. a. R. de Oliveira, R. Fisher, O. L. Phillips, D. B. Metcalfe, P. Levy et P. Meir. 2010, «Effect of 7 yr of experimental drought on vegetation dynamics and biomass storage of an eastern Amazonian rainforest.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03309.x, p. 579–91, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20553386>.
- Cowan, I. R. et G. D. Farquhar. 1977, «Stomatal function in relation to leaf metabolism and environment.», *Symposia of the Society for Experimental Biology*, vol. 31, p. 471–505, ISSN 00811386.
- Cowling, S. a., Y. Shin, E. Pinto et C. D. Jones. 2008, «Water recycling by Amazonian vegetation : coupled versus uncoupled vegetation-climate interactions.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0035, p. 1865–71, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2374916&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Cox, P. M., R. a. Betts, M. Collins, P. P. Harris, C. Huntingford et C. D. Jones. 2004, «Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century», *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 78, n° 1-3, doi :10.1007/s00704-004-0050-y, p. 157–175, ISSN 0177-798X. URL <http://springerlink.metapress.com/openurl.asp?genre=article&id=doi:10.1007/s00704-004-0049-4>
<http://springerlink.metapress.com/openurl.asp?genre=article&id=doi:10.1007/s00704-004-0050-y>.

- Cox, P. M., R. a. Betts, C. D. Jones, S. a. Spall et I. J. Totterdell. 2000, «Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model.», *Nature*, vol. 408, n° 6809, doi :10.1038/35041539, p. 184–7, ISSN 0028-0836. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11089968>.
- Cox, P. M., D. Pearson, B. B. Booth, P. Friedlingstein, C. Huntingford, C. D. Jones et C. M. Luke. 2013, «Sensitivity of tropical carbon to climate change constrained by carbon dioxide variability.», *Nature*, vol. 494, n° 7437, doi :10.1038/nature11882, p. 341–4, ISSN 1476-4687. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23389447>.
- Crowley, J. W., J. X. Mitrovica, R. C. Bailey, M. E. Tamisiea et J. L. Davis. 2007, «Annual variations in water storage and precipitation in the Amazon Basin», *Journal of Geodesy*, vol. 82, n° 1, doi :10.1007/s00190-007-0153-1, p. 9–13, ISSN 0949-7714. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00190-007-0153-1>.
- Dai, A. 2011, «Drought under global warming : a review», *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, vol. 2, n° 1, doi :10.1002/wcc.81, p. 45–65, ISSN 17577780. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/wcc.81>.
- Dalmonech, D., a. M. Foley, a. Anav, P. Friedlingstein, a. D. Friend, M. Kidston, M. Willeit et S. Zaehle. 2014, «Challenges and opportunities to reduce uncertainty in projections of future atmospheric CO₂ : a combined marine and terrestrial biosphere perspective», *Biogeosciences Discussions*, vol. 11, n° 2, doi : 10.5194/bgd-11-2083-2014, p. 2083–2153, ISSN 1810-6285. URL <http://www.biogeosciences-discuss.net/11/2083/2014/>.
- Damour, G. 2008, *Bases théoriques et approches expérimentales de la modélisation des effets de la contrainte hydrique sur les échanges gazeux foliaires du manguier et du litchi*, thèse de doctorat. URL <http://hal.archives-ouvertes.fr/tel-00473059/>.
- Damour, G., T. Simonneau, H. Cochard et L. Urban. 2010, «An overview of models of stomatal conductance at the leaf level.», *Plant, cell & environment*, vol. 33, n° 9, doi :10.1111/j.1365-3040.2010.02181.x, p. 1419–38, ISSN 1365-3040. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20545879>.
- Davidson, E. a., A. C. de Araújo, P. Artaxo, J. K. Balch, I. F. Brown, M. M. C. Bustamante, M. T. Coe, R. S. DeFries, M. Keller, M. Longo, J. W. Munger, W. Schroeder, B. S. Soares-Filho, C. M. Souza et S. C. Wofsy. 2012, «The Amazon basin in transition», *Nature*, vol. 481, n° 7381, doi :10.1038/nature10717, p. 321–328, ISSN 0028-0836. URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/nature10717>.
- De Kauwe, M. G., B. E. Medlyn, S. Zaehle, A. P. Walker, M. C. Dietze, T. Hickler, A. K. Jain, Y. Luo, W. J. Parton, I. C. Prentice, B. Smith, P. E. Thornton, S. Wang, Y.-P. Wang, D. Wårlind, E. Weng, K. Y. Crous, D. S. Ellsworth, P. J. Hanson, H. Seok Kim, J. M. Warren, R. Oren et R. J. Norby. 2013, «Forest water use and water use efficiency at elevated CO₂ : a model-data intercomparison at two contrasting temperate forest FACE sites.», *Global change biology*, vol. 19, n° 6, doi :10.1111/gcb.12164, p. 1759–79, ISSN 1354-1013. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23504858>.
- De Weirtdt, M., H. Verbeeck, F. Maignan, P. Peylin, B. Poulter, D. Bonal, P. Ciais et K. Steppe. 2012, «Seasonal leaf dynamics for tropical evergreen forests in a process-based global ecosystem model», *Geoscientific Model Development*, vol. 5, n° 5, doi :10.5194/gmd-5-1091-2012, p. 1091–1108, ISSN 1991-9603. URL <http://www.geosci-model-dev.net/5/1091/2012/>.
- Deardorff, J. 1977, «A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models», *Journal of Applied Meteorology*. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450\(1977\)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2).
- Decharme, B., R. Alkama, H. Douville, M. Becker et a. Cazenave. 2010, «Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II : Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage», *Journal of Hydrometeorology*, vol. 11, n° 3, doi :10.1175/2010JHM1212.1, p. 601–617, ISSN 1525-755X. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JHM1212.1>.
- Decharme, B., R. Alkama, F. Papa, S. Faroux, H. Douville et C. Prigent. 2012, «Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model», *Climate Dynamics*, vol. 38, n° 7-8, doi :10.1007/s00382-011-1054-9, p. 1389–1412, ISSN 0930-7575. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-011-1054-9>.
- Decharme, B., a. Boone, C. Delire et J. Noilhan. 2011, «Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions», *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, n° D20, doi :10.1029/2011JD016002, p. D20 126, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011JD016002>.

- Decharme, B. et H. Douville. 2006, «Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations», *Climate Dynamics*, vol. 27, n° 7-8, doi :10.1007/s00382-006-0160-6, p. 695–713, ISSN 0930-7575. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-006-0160-6>.
- Decharme, B. et H. Douville. 2007, «Global validation of the ISBA sub-grid hydrology», *Climate Dynamics*, vol. 29, n° 1, doi :10.1007/s00382-006-0216-7, p. 21–37, ISSN 0930-7575. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-006-0216-7>.
- Decharme, B., H. Douville, a. Boone, F. Habets et J. Noilhan. 2006, «Impact of an Exponential Profile of Saturated Hydraulic Conductivity within the ISBA LSM : Simulations over the Rhône Basin», *Journal of Hydrometeorology*, vol. 7, n° 1, doi :10.1175/JHM469.1, p. 61–80, ISSN 1525-755X. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM469.1>.
- Decharme, B., E. Martin et S. Faroux. 2013, «Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° April, doi :10.1002/jgrd.50631, p. n/a–n/a, ISSN 2169897X. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/jgrd.50631>.
- Delbart, N., P. Ciais, J. Chave, N. Viovy, Y. Malhi et T. Le Toan. 2010, «Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonian forest : results from a dynamic vegetation model», *Biogeosciences*, vol. 7, n° 10, doi :10.5194/bg-7-3027-2010, p. 3027–3039, ISSN 1726-4189. URL <http://www.biogeosciences.net/7/3027/2010/>.
- Desai, A. R., A. D. Richardson, A. M. Moffat, J. Kattge, D. Y. Hollinger, A. Barr, E. Falge, A. Noormets, D. Papale, M. Reichstein et V. J. Stauch. 2008, «Cross-site evaluation of eddy covariance GPP and RE decomposition techniques», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 148, n° 6-7, doi :10.1016/j.agrformet.2007.11.012, p. 821–838, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192307003000>.
- Domingues, T. F., J. A. Berry, L. A. Martinelli, J. P. H. B. Ometto et J. R. Ehleringer. 2005, «Parametrization of Canopy structure and leaf level gas exchange for eastern amazonian tropical rain forest (Tapajos National Forest Para, Brazil)», *Earth Interactions*, vol. 9, n° 17.
- Domingues, T. F., L. a. Martinelli et J. R. Ehleringer. 2007, «Ecophysiological traits of plant functional groups in forest and pasture ecosystems from eastern Amazônia, Brazil», *Plant Ecology*, vol. 193, n° 1, doi :10.1007/s11258-006-9251-z, p. 101–112, ISSN 1385-0237. URL <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s11258-006-9251-z>.
- Douville, H. 1998, «Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme», *Climate Dynamics*. URL <http://link.springer.com/article/10.1007/s003820050215>.
- Douville, H., a. Ribes, B. Decharme, R. Alkama et J. Sheffield. 2012, «Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration», *Nature Climate Change*, vol. 3, n° 1, doi :10.1038/nclimate1632, p. 59–62, ISSN 1758-678X. URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/nclimate1632>.
- Egea, G., M. M. González-Real, A. Baille, P. a. Nortes et A. Diaz-Espejo. 2011a, «Disentangling the contributions of ontogeny and water stress to photosynthetic limitations in almond trees.», *Plant, cell & environment*, vol. 34, n° 6, doi :10.1111/j.1365-3040.2011.02297.x, p. 962–79, ISSN 1365-3040. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21388414>.
- Egea, G., A. Verhoef et P. L. Vidale. 2011b, «Towards an improved and more flexible representation of water stress in coupled photosynthesis–stomatal conductance models», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 151, n° 10, doi :10.1016/j.agrformet.2011.05.019, p. 1370–1384, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192311001778>.
- Eltahir, E. a. B. et R. L. Bras. 1994, «Precipitation recycling in the Amazon basin», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 120, n° 518, doi :10.1002/qj.49712051806, p. 861–880, ISSN 00359009. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712051806>.
- Espírito-Santo, F. D. B., M. Gloor, M. Keller, Y. Malhi, S. Saatchi, B. Nelson, R. C. O. Junior, C. Pereira, J. Lloyd, S. Froking, M. Palace, Y. E. Shimabukuro, V. Duarte, A. M. Mendoza, G. López-González, T. R. Baker, T. R. Feldpausch, R. J. W. Brienen, G. P. Asner, D. S. Boyd et O. L. Phillips. 2014, «Size and frequency of natural forest disturbances and the Amazon forest carbon balance.», *Nature communications*, vol. 5, doi : 10.1038/ncomms4434, p. 3434, ISSN 2041-1723. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24643258>.
- Farquhar, G., S. von Caemmerer et J. Berry. 1980, «A biochemical model of photosynthetic CO2 assimilation in leaves of C3 species», *Planta*, vol. 90, p. 78–90. URL <http://link.springer.com/article/10.1007/BF00386231>.

- Feldpausch, T. R., J. Lloyd, S. L. Lewis, R. J. W. Brienen, M. Gloor, A. Monteagudo Mendoza, G. Lopez-Gonzalez, L. Banin, K. Abu Salim, K. Affum-Baffoe, M. Alexiades, S. Almeida, I. Amaral, A. Andrade, L. E. O. C. Aragão, A. Araujo Murakami, E. J. M. M. Arets, L. Arroyo, G. a. Aymard C., T. R. Baker, O. S. Bánki, N. J. Berry, N. Cardozo, J. Chave, J. a. Comiskey, E. Alvarez, A. de Oliveira, A. Di Fiore, G. Djagbletey, T. F. Domingues, T. L. Erwin, P. M. Fearnside, M. B. França, M. a. Freitas, N. Higuchi, Y. Iida, E. Jiménez, a. R. Kassim, T. J. Killeen, W. F. Laurance, J. C. Lovett, Y. Malhi, B. S. Marimon, B. H. Marimon-Junior, E. Lenza, a. R. Marshall, C. Mendoza, D. J. Metcalfe, E. T. a. Mitchard, D. a. Neill, B. W. Nelson, R. Nilus, E. M. Nogueira, A. Parada, K. S.-H. Peh, A. Pena Cruz, M. C. Peñuela, N. C. a. Pitman, A. Prieto, C. a. Quesada, F. Ramírez, H. Ramírez-Angulo, J. M. Reitsma, A. Rudas, G. Saiz, R. P. Salomão, M. Schwarz, N. Silva, J. E. Silva-Espejo, M. Silveira, B. Sonké, J. Stropp, H. E. Taedoumg, S. Tan, H. ter Steege, J. Terborgh, M. Torello-Raventos, G. M. F. van der Heijden, R. Vásquez, E. Vilanova, V. a. Vos, L. White, S. Willcock, H. Woell et O. L. Phillips. 2012, «Tree height integrated into pantropical forest biomass estimates», *Biogeosciences*, vol. 9, n° 8, doi :10.5194/bg-9-3381-2012, p. 3381–3403, ISSN 1726-4189. URL <http://www.biogeosciences.net/9/3381/2012/>.
- Fisher, R., N. McDowell, D. Purves, P. Moorcroft, S. Sitch, P. Cox, C. Huntingford, P. Meir et F. I. Woodward. 2010, «Assessing uncertainties in a second-generation dynamic vegetation model caused by ecological scale limitations.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03340.x, p. 666–81, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20618912>.
- Fisher, R. a., M. Williams, a. L. da COSTA, Y. Malhi, R. F. da COSTA, S. Almeida et P. Meir. 2007, «The response of an Eastern Amazonian rain forest to drought stress : results and modelling analyses from a throughfall exclusion experiment», *Global Change Biology*, vol. 13, n° 11, doi :10.1111/j.1365-2486.2007.01417.x, p. 2361–2378, ISSN 1354-1013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2007.01417.x>.
- Fisher, R. a., M. Williams, R. L. Do Vale, A. L. Da Costa et P. Meir. 2006, «Evidence from Amazonian forests is consistent with isohydric control of leaf water potential.», *Plant, cell & environment*, vol. 29, n° 2, p. 151–65, ISSN 0140-7791. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17080631>.
- Flexas, J. 2002, «Drought-inhibition of Photosynthesis in C3 Plants : Stomatal and Non-stomatal Limitations Revisited», *Annals of Botany*, vol. 89, n° 2, doi :10.1093/aob/mcf027, p. 183–189, ISSN 03057364. URL <http://aob.oupjournals.org/cgi/doi/10.1093/aob/mcf027>.
- Flexas, J., J. Bota et J. Galmes. 2006, «Keeping a positive carbon balance under adverse conditions : responses of photosynthesis and respiration to water stress», *Physiologia Plantarum*, , n° Kirschbaum 1988, doi :10.1111/j.1399-3054.2005.00621.x, p. 343–352. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1399-3054.2005.00621.x/full>.
- Foley, J., M. Costa et C. Delire. 2003, «Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate», *Frontiers in Ecology and the Environment*, vol. 1. URL [http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/1540-9295\(2003\)001\[0038:GSHTEC\]2.0.CO;2](http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/1540-9295(2003)001[0038:GSHTEC]2.0.CO;2).
- Foley, J., I. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch et A. Haxeltine. 1996, «An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 10, n° 4, p. 603–628. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/96GB02692/full>.
- Foley, J. a. 2002, «El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 16, n° 4, doi :10.1029/2002GB001872, ISSN 0886-6236. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2002GB001872.shtml>.
- Frankenberg, C., J. B. Fisher, J. Worden, G. Badgley, S. S. Saatchi, J.-E. Lee, G. C. Toon, A. Butz, M. Jung, A. Kuze et T. Yokota. 2011, «New global observations of the terrestrial carbon cycle from GOSAT : Patterns of plant fluorescence with gross primary productivity», *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n° 17, doi : 10.1029/2011GL048738, p. n/a–n/a, ISSN 00948276. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011GL048738>.
- Frankenberg, C., C. O'Dell, L. Guanter et J. McDuffie. 2012, «Remote sensing of near-infrared chlorophyll fluorescence from space in scattering atmospheres : implications for its retrieval and interferences with atmospheric CO₂ retrievals», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 5, n° 8, doi :10.5194/amt-5-2081-2012, p. 2081–2094, ISSN 1867-8548. URL <http://www.atmos-meas-tech.net/5/2081/2012/>.
- Frappart, F., F. Papa, J. Santos da Silva, G. Ramillien, C. Prigent, F. Seyler et S. Calmant. 2012, «Surface freshwater storage and dynamics in the Amazon basin during the 2005 exceptional drought», *Environmental Research Letters*, vol. 7, n° 4, doi :10.1088/1748-9326/7/4/044010, p. 044 010, ISSN 1748-9326. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/7/i=4/a=044010?key=crossref.366806a20b43202797338f61d0a23969>.
- Frappart, F., G. Ramillien et J. Ronchail. 2013, «Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin», *International Journal of Climatology*, vol. 14, n° 33, p. 3029–3046. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.3647/full>.

- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. C. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. D. Matthews, T. Raddatz, P. J. Rayner, C. H. Reick, E. Roeckner, K.-G. Schnitzler, S. Schnur, K. Strassman, A. J. Weaver, C. Yoyoshikawa et N. Zeng. 2006, «Climate-carbon cycle feedback analysis : Results from the C4MIP model intercomparison», *Journal of Climate*. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3800.1>.
- Fu, R., L. Yin, W. Li, P. a. Arias, R. E. Dickinson, L. Huang, S. Chakraborty, K. Fernandes, B. Liebmann, R. Fisher et R. B. Myneni. 2013, «Increased dry-season length over southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection.», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 110, n° 45, doi :10.1073/pnas.1302584110, p. 18 110–5, ISSN 1091-6490. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=3831494&tool=pmcentrez&rendertype=abstracthttp://www.pnas.org/content/110/45/18110.short>.
- Galbraith, D., P. E. Levy, S. Sitch, C. Huntingford, P. Cox, M. Williams et P. Meir. 2010, «Multiple mechanisms of Amazonian forest biomass losses in three dynamic global vegetation models under climate change.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03350.x, p. 647–65, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20659253>.
- Galmés, J., H. Medrano et J. Flexas. 2007, «Photosynthetic limitations in response to water stress and recovery in Mediterranean plants with different growth forms.», *The New phytologist*, vol. 175, n° 1, doi :10.1111/j.1469-8137.2007.02087.x, p. 81–93, ISSN 0028-646X. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17547669>.
- Gatti, L. V., M. Gloor, J. B. Miller, C. E. Doughty, Y. Malhi, L. G. Domingues, L. S. Basso, a. Martinewski, C. S. C. Correia, V. F. Borges, S. Freitas, R. Braz, L. O. Anderson, H. Rocha, J. Grace, O. L. Phillips et J. Lloyd. 2014, «Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements», *Nature*, vol. 506, n° 7486, doi :10.1038/nature12957, p. 76–80, ISSN 0028-0836. URL <http://www.nature.com/doi/doi/10.1038/nature12957>.
- Gatti, L. V., J. B. Miller, M. T. S. D’Amelio, a. Martinewski, L. S. Basso, M. E. Gloor, S. Wofsy et P. Tans. 2010, «Vertical profiles of CO₂ above eastern Amazonia suggest a net carbon flux to the atmosphere and balanced biosphere between 2000 and 2009», *Tellus B*, vol. 62, n° 5, doi :10.1111/j.1600-0889.2010.00484.x, p. 581–594, ISSN 02806509. URL <http://www.tellusb.net/index.php/tellusb/article/view/16606>.
- Gedney, N., P. M. Cox, R. a. Betts, O. Boucher, C. Huntingford et P. a. Stott. 2006, «Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records.», *Nature*, vol. 439, n° 7078, doi :10.1038/nature04504, p. 835–8, ISSN 1476-4687. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16482155>.
- Gibelin, A.-L., J.-C. Calvet, J.-L. Roujean, L. Jarlan et S. O. Los. 2006, «Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale : Comparison with satellites products», *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, n° D18, doi :10.1029/2005JD006691, p. D18 102, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JD006691>.
- Gibelin, A.-L., J.-C. Calvet et N. Viovy. 2008, «Modelling energy and CO₂ fluxes with an interactive vegetation land surface model-Evaluation at high and middle latitudes», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 148, n° 10, doi :10.1016/j.agrformet.2008.05.013, p. 1611–1628, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S016819230800155X>.
- Gloor, M., L. Gatti, R. Brien, T. R. Feldpausch, O. L. Phillips, J. Miller, J. P. Ometto, H. Rocha, T. Baker, B. de Jong, R. a. Houghton, Y. Malhi, L. E. O. C. Aragão, J.-L. Guyot, K. Zhao, R. Jackson, P. Peylin, S. Sitch, B. Poulter, M. Lomas, S. Zaehle, C. Huntingford, P. Levy et J. Lloyd. 2012, «The carbon balance of South America : a review of the status, decadal trends and main determinants», *Biogeosciences*, vol. 9, n° 12, doi :10.5194/bg-9-5407-2012, p. 5407–5430, ISSN 1726-4189. URL <http://www.biogeosciences.net/9/5407/2012/>.
- de Gonçalves, L. G. G., J. S. Borak, M. H. Costa, S. R. Saleska, I. Baker, N. Restrepo-Coupe, M. N. Muza, B. Poulter, H. Verbeeck, J. B. Fisher, M. A. Arain, P. Arkin, B. P. Cestaro, B. Christoffersen, D. Galbraith, X. Guan, B. J. van den Hurk, K. Ichii, H. M. A. Imbuzeiro, A. K. Jain, N. Levine, C. Lu, G. Miguez-Macho, D. R. Roberti, A. Sahoo, K. Sakaguchi, K. Schaefer, M. Shi, W. J. Shuttleworth, H. Tian, Z.-L. Yang et X. Zeng. 2013, «Overview of the Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia Data Model Intercomparison Project (LBA-DMIP)», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 182–183, doi :10.1016/j.agrformet.2013.04.030, p. 111–127, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192313001172>.
- Good, P., C. Jones, J. Lowe, R. Betts et N. Gedney. 2012, «Comparing Tropical Forest Projections from Two Generations of Hadley Centre Earth System Models, HadGEM2-ES and HadCM3LC», *Journal of Climate*, vol. 26, n° 2, doi :10.1175/JCLI-D-11-00366.1, p. 495–511, ISSN 0894-8755. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-11-00366.1>.

- Goudriaan, J. 1986, «A simple and fast numerical method for the computation of daily totals of crop photosynthesis», doi :10.1016/0168-1923(86)90063-8.
- Grant, R., L. Huttyra et R. Oliveira. 2009, «Modeling the carbon balance of Amazonian rain forests : resolving ecological controls on net ecosystem productivity», *Ecological monographs*, vol. 79, n° 3, p. 445–463. URL <http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/08-0074.1>.
- Grassi, G. et F. Magnani. 2005, «Stomatal, mesophyll conductance and biochemical limitations to photosynthesis as affected by drought and leaf ontogeny in ash and oak trees», *Plant, Cell & Environment*, p. 834–849. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3040.2005.01333.x/full>.
- Griffin, K. L. et M. H. Turnbull. 2012, «Out of the light and into the dark : post-illumination respiratory metabolism.», *The New phytologist*, vol. 195, n° 1, doi :10.1111/j.1469-8137.2012.04181.x, p. 4–7, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22626261>.
- Guanter, L., C. Frankenberg, A. Dudhia, P. E. Lewis, J. Gómez-Dans, A. Kuze, H. Suto et R. G. Grainger. 2012, «Retrieval and global assessment of terrestrial chlorophyll fluorescence from GOSAT space measurements», *Remote Sensing of Environment*, vol. 121, doi :10.1016/j.rse.2012.02.006, p. 236–251, ISSN 00344257. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425712000909>.
- Guimberteau, M., P. Ciais, A. Ducharne, J. P. Boisier, S. Peng, M. De Weirtdt et H. Verbeeck. 2014, «Two soil hydrology formulations of ORCHIDEE (version Trunk.rev1311) tested for the Amazon basin», *Geoscientific Model Development*, vol. 7, n° 1, doi :10.5194/gmdd-7-73-2014, p. 73–129, ISSN 1991-962X. URL <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/7/73/2014/>.
- Guntner, A. 2008, «Improvement of Global Hydrological Models Using GRACE Data», *Surveys in Geophysics*, vol. 29, n° 4-5, doi :10.1007/s10712-008-9038-y, p. 375–397, ISSN 0169-3298. URL <http://link.springer.com/10.1007/s10712-008-9038-y>.
- Hansen, M. C., P. V. Potapov, R. Moore, M. Hancher, S. a. Turubanova, a. Tyukavina, D. Thau, S. V. Stehman, S. J. Goetz, T. R. Loveland, a. Kommareddy, a. Egorov, L. Chini, C. O. Justice et J. R. G. Townshend. 2013, «High-resolution global maps of 21st-century forest cover change.», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 342, n° 6160, doi :10.1126/science.1244693, p. 850–3, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24233722>.
- Hargreaves, G. H. et Z. Samani. 1985, «Reference Crop Evapotranspiration from Ambient Air Temperature», dans *American Society of Agricultural Engineering Meeting, Chicago, 1985*, vol. 24, ISSN 1097-6795, p. paper 85—2517, doi :10.13031/2013.26773.
- Harley, P. C., R. B. Thomas, J. F. Reynolds et B. R. Strain. 1992, «Modeling Photosynthesis of Cotton Grown in Elevated CO₂», *Plant Cell and Environment*, vol. 15, n° 3, doi :DOI10.1111/j.1365-3040.1992.tb00974.x, p. 271–282, ISSN 0140-7791. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3040.1992.tb00974.x/abstract>.
- Hartmann, H. 2011, «Will a 385 million year-struggle for light become a struggle for water and for carbon ? - How trees may cope with more frequent climate change-type drought events», *Global Change Biology*, vol. 17, n° 1, doi :10.1111/j.1365-2486.2010.02248.x, p. 642–655, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2010.02248.x>.
- Hawkins, E. et R. Sutton. 2009, «The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions», *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 90, n° 8, doi :10.1175/2009BAMS2607.1, p. 1095–1107, ISSN 0003-0007. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009BAMS2607.1>.
- Heim, R. R. 2002, «A Review of Twentieth- Century Drought Indices Used in the United States», *Bulletin of the American Meteorological Society*, p. 1149–1165.
- Heskel, M., O. Atkin, M. Turnbull et K. Griffin. 2013, «Bringing the Kok effect to light : A review on the integration of daytime respiration and net ecosystem exchange», *Ecosphere*, vol. 4, n° August, p. 1–14. URL <http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/ES13-00120.1>.
- Hickler, T., B. Smith, I. C. Prentice, K. Mjöfors, P. Miller, A. Arneth et M. T. Sykes. 2008, «CO₂ fertilization in temperate FACE experiments not representative of boreal and tropical forests», *Global Change Biology*, vol. 14, doi :10.1111/j.1365-2486.2008.01598.x, p. 1531–1542, ISSN 13541013.
- Houghton, J., G. Jenkins et J. Ephraums. 1990, «Climate change : The IPCC scientific assessment», *Cambridge University Press*. URL http://lamar.colostate.edu/~mryan/Publications/Melillo_et_al_1990_IPCC1_WG1.PDF.

- Huffman, G. J., D. T. Bolvin, E. J. Nelkin, D. B. Wolff, R. F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K. P. Bowman et E. F. Stocker. 2007, «The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales», *Journal of Hydrometeorology*, vol. 8, n° 1, doi :10.1175/JHM560.1, p. 38–55, ISSN 1525-755X. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM560.1>.
- Huntingford, C., R. a. Fisher, L. Mercado, B. B. Booth, S. Sitch, P. P. Harris, P. M. Cox, C. D. Jones, R. a. Betts, Y. Malhi, G. R. Harris, M. Collins et P. Moorcroft. 2008, «Towards quantifying uncertainty in predictions of Amazon 'dieback'.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0028, p. 1857–64, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2374898&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Huntingford, C., P. D. Jones, V. N. Livina, T. M. Lenton et P. M. Cox. 2013, «No increase in global temperature variability despite changing regional patterns.», *Nature*, vol. 500, n° 7462, doi :10.1038/nature12310, p. 327–330, ISSN 1476-4687. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23883935>.
- Jacobs, C. 1994, *Direct impact of atmospheric CO2 enrichment on regional transpiration*, thèse de doctorat. URL <http://library.wur.nl/WebQuery/wda/599197>.
- Jacobs, J. 1996, «Stomatal behaviour and photosynthetic rate of unstressed grapevines in semi-arid conditions», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 1923, n° 95.
- Jarvis, P. 1976, «The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*. URL <http://rstb.royalsocietypublishing.org/content/273/927/593.short>.
- Joetzjer, E., C. Delire, H. Douville, P. Ciais, B. Decharme, R. Fisher, B. O. Christoffersen, J. C. Calvet, a. C. L. da Costa, L. V. Ferreira et P. Meir. 2014, «Predicting the response of the Amazon rainforest to persistent drought conditions under current and future climates : a major challenge for global land surface models», *Geoscientific Model Development Discussions*, vol. 7, n° 4, doi :10.5194/gmdd-7-5295-2014, p. 5295–5340, ISSN 1991-962X. URL <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/7/5295/2014/>.
- Joetzjer, E., H. Douville, C. Delire et P. Ciais. 2013a, «Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models : CMIP5 versus CMIP3», *Climate Dynamics*, doi :10.1007/s00382-012-1644-1, ISSN 0930-7575. URL <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00382-012-1644-1>.
- Joetzjer, E., H. Douville, C. Delire, P. Ciais, B. Decharme et S. Tyteca. 2013b, «Hydrologic benchmarking of meteorological drought indices at interannual to climate change timescales : a case study over the Amazon and Mississippi river basins», *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, n° 12, doi :10.5194/hess-17-4885-2013, p. 4885–4895, ISSN 1607-7938. URL <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/4885/2013/>.
- Joiner, J., L. Guanter, R. Lindstrot, M. Voigt, a. P. Vasilkov, E. M. Middleton, K. F. Huemmrich, Y. Yoshida et C. Frankenberg. 2013, «Global monitoring of terrestrial chlorophyll fluorescence from moderate spectral resolution near-infrared satellite measurements : methodology, simulations, and application to GOME-2», *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, vol. 6, n° 2, doi :10.5194/amt-d-6-3883-2013, p. 3883–3930, ISSN 1867-8610. URL <http://www.atmos-meas-tech-discuss.net/6/3883/2013/>.
- Joiner, J., Y. Yoshida, a. P. Vasilkov, E. M. Middleton, P. K. E. Campbell, a. Kuze et L. a. Corp. 2012, «Filling-in of near-infrared solar lines by terrestrial fluorescence and other geophysical effects : simulations and space-based observations from SCIAMACHY and GOSAT», *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 5, n° 4, doi :10.5194/amt-5-809-2012, p. 809–829, ISSN 1867-8548. URL <http://www.atmos-meas-tech.net/5/809/2012/>.
- Jones, C., E. Robertson, V. Arora, P. Friedlingstein, E. Shevliakova, L. Bopp, V. Brovkin, T. Hajima, E. Kato, M. Kawamiya, S. Liddicoat, K. Lindsay, C. H. Reick, C. Roelandt, J. Segschneider et J. Tjiputra. 2013, «Twenty-First-Century Compatible CO 2 Emissions and Airborne Fraction Simulated by CMIP5 Earth System Models under Four Representative Concentration Pathways», *Journal of Climate*, vol. 26, n° 13, doi :10.1175/JCLI-D-12-00554.1, p. 4398–4413, ISSN 0894-8755. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00554.1>.
- Jung, M., M. Reichstein et a. Bondeau. 2009, «Towards global empirical upscaling of FLUXNET eddy covariance observations : validation of a model tree ensemble approach using a biosphere model», *Biogeosciences*, vol. 6, n° 10, doi :10.5194/bg-6-2001-2009, p. 2001–2013, ISSN 1726-4189. URL <http://www.biogeosciences.net/6/2001/2009/>.

- Jung, M., M. Reichstein, H. a. Margolis, A. Cescatti, A. D. Richardson, M. A. Arain, A. Arneth, C. Bernhofer, D. Bonal, J. Chen, D. Gianelle, N. Gobron, G. Kiely, W. Kutsch, G. Lasslop, B. E. Law, A. Lindroth, L. Merbold, L. Montagnani, E. J. Moors, D. Papale, M. Sottocornola, F. Vaccari et C. Williams. 2011, «Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations», *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, doi :10.1029/2010JG001566, p. 1–16, ISSN 0148-0227. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010JG001566.shtml>.
- Jupp, T. E., P. M. Cox, A. Rammig, K. Thonicke, W. Lucht et W. Cramer. 2010, «Development of probability density functions for future South American rainfall.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03368.x, p. 682–93, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20659254>.
- Justes, E., B. Mary et J. Meynard. 1994, «Determination of a critical nitrogen dilution curve for winter wheat crops», *Annals of botany*, vol. 74, p. 397–407. URL <http://aob.oxfordjournals.org/content/74/4/397.short>.
- Keenan, T. F., D. Y. Hollinger, G. Bohrer, D. Dragoni, J. W. Munger, H. P. Schmid et A. D. Richardson. 2013, «Increase in forest water-use efficiency as atmospheric carbon dioxide concentrations rise», *Nature*, doi :10.1038/nature12291, p. 1–5, ISSN 0028-0836. URL <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nature12291>.
- Kim, Y., R. G. Knox, M. Longo, D. Medvigy, L. R. Hutyrá, E. H. Pyle, S. C. Wofsy, R. L. Bras et P. R. Moorcroft. 2012, «Seasonal carbon dynamics and water fluxes in an Amazon rainforest», *Global Change Biology*, doi :10.1111/j.1365-2486.2011.02629.x, p. n/a–n/a, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2011.02629.x>.
- Krause, G. H. et E. Weis. 1991, «Chlorophyll Fluorescence and Photosynthesis : The Basics», *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, vol. 42, n° 1, doi :10.1146/annurev.pp.42.060191.001525, p. 313–349, ISSN 1040-2519. URL <http://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.pp.42.060191.001525>.
- Krinner, G. 2005, «A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 19, n° 1, doi :10.1029/2003GB002199, ISSN 0886-6236. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2003GB002199.shtml>.
- Kucharik, C., J. Foley et C. Delire. 2000, «Testing the performance of a dynamic global ecosystem model : Water balance, carbon balance, and vegetation structure», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 14, n° 3, p. 795–825. URL <http://www.agu.org/journals/gb/gb0003/1999GB001138/pdf/1999GB001138.pdf>.
- Lapola, D. M. et R. Norby. 2014, «Assessing the effects of increased atmospheric CO₂ on the ecology and resilience of the Amazon forest», *Science plan et implementation strategy*, vol. AMAZON FAC.
- Lasslop, G., M. Reichstein, D. Papale, A. D. Richardson, A. Arneth, A. Barr, P. Stoy et G. Wohlfahrt. 2010, «Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach : critical issues and global evaluation», *Global Change Biology*, vol. 16, n° 1, doi :10.1111/j.1365-2486.2009.02041.x, p. 187–208, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2009.02041.x>.
- Lawlor, D. W. 2002, «Limitation to Photosynthesis in Water-stressed Leaves : Stomata vs. Metabolism and the Role of ATP», *Annals of Botany*, vol. 89, n° 7, doi :10.1093/aob/mcf110, p. 871–885, ISSN 03057364. URL <http://aob.oupjournals.org/cgi/doi/10.1093/aob/mcf110>.
- Lawlor, D. W. et G. Cornic. 2002, «Photosynthetic carbon assimilation and associated metabolism in relation to water deficits in higher plants.», *Plant, cell & environment*, vol. 25, n° 2, p. 275–294, ISSN 1365-3040. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11841670>.
- Lee, J.-E., C. Frankenberg, C. van der Tol, J. a. Berry, L. Guanter, C. K. Boyce, J. B. Fisher, E. Morrow, J. R. Worden, S. Asefi, G. Badgley et S. Saatchi. 2013, «Forest productivity and water stress in Amazonia : observations from GOSAT chlorophyll fluorescence.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 280, n° 1761, doi :10.1098/rspb.2013.0171, p. 20130171, ISSN 1471-2954. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23760636>.
- Lemaire, G. et F. Gastal. 1997, «N uptake and distribution in plant canopies», *Diagnosis of the nitrogen status in crops*. URL http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-60684-7_1.
- Lenton, T. M., H. Held, E. Kriegler, J. W. Hall, W. Lucht, S. Rahmstorf et H. J. Schellnhuber. 2008, «Tipping elements in the Earth's climate system.», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 105, n° 6, doi :10.1073/pnas.0705414105, p. 1786–93, ISSN 1091-6490. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2538841&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.

- Leuning, R. 1995, «A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C3 plants», *Plant Cell and Environment*, vol. 18, doi :10.1111/j.1365-3040.1995.tb00370.x, p. 339–355, ISSN 1365-3040. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-3040.1995.tb00370.x>.
- Lewis, S. L., P. M. Brando, O. L. Phillips, G. M. F. van der Heijden et D. Nepstad. 2011, «The 2010 Amazon drought.», *Science*, vol. 331, n° 6017, doi :10.1126/science.1200807, p. 554, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21292971>.
- Lewis, S. L., J. Lloyd, S. Sitch, E. T. Mitchard et W. F. Laurance. 2009, «Changing Ecology of Tropical Forests : Evidence and Drivers», *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, vol. 40, n° 1, doi :10.1146/annurev.ecolsys.39.110707.173345, p. 529–549, ISSN 1543-592X. URL <http://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.ecolsys.39.110707.173345>.
- Li, H., J. Sheffield et E. F. Wood. 2010, «Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching», *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, n° D10, doi :10.1029/2009JD012882, p. D10 101, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD012882>.
- Li, W., P. Zhang, J. Ye, L. Li et P. a. Baker. 2011, «Impact of two different types of El Nino events on the Amazon climate and ecosystem productivity», *Plant Ecology*, vol. 4, n° 1-2, doi :10.1093/jpe/rtq039, p. 91–99, ISSN 1752-9921. URL <http://jpe.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1093/jpe/rtq039>.
- Lloyd, J. et G. D. Farquhar. 2008, «Effects of rising temperatures and [CO₂] on the physiology of tropical forest trees.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0032, p. 1811–7, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2374913&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Lloyd, J. et J. Taylor. 1994, «On the temperature dependence of soil respiration», *Functional ecology*. URL <http://www.jstor.org/stable/10.2307/2389824>.
- Maherali, H., C. F. Moura, M. C. Caldeira, C. J. Willson et R. B. Jackson. 2006, «Functional coordination between leaf gas exchange and vulnerability to xylem cavitation in temperate forest trees», *Plant, Cell and Environment*, vol. 29, n° 4, doi :10.1111/j.1365-3040.2005.01433.x, p. 571–583, ISSN 0140-7791. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-3040.2005.01433.x>.
- Mahfouf, J., A. Manzi et J. Noilhan. 1995, «The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I. Implementation and preliminary results», *Journal of Climate*, p. The land surface scheme ISBA within Meteo France c. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(1995)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2).
- Malhi, Y. 2012, «The productivity, metabolism and carbon cycle of tropical forest vegetation», *Journal of Ecology*, vol. 100, n° 1, doi :10.1111/j.1365-2745.2011.01916.x, p. 65–75, ISSN 00220477. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2745.2011.01916.x>.
- Malhi, Y., L. E. O. C. Aragão, D. Galbraith, C. Huntingford, R. Fisher, P. Zelazowski, S. Sitch, C. McSweeney et P. Meir. 2009a, «Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest.», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, n° 49, doi :10.1073/pnas.0804619106, p. 20610–5, ISSN 1091-6490. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2791614&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Malhi, Y., L. E. O. C. Aragão, D. B. Metcalfe, R. Paiva, C. a. Quesada, S. Almeida, L. Anderson, P. Brando, J. Q. Chambers, A. C. L. da COSTA, L. R. Huttyra, P. Oliveira, S. Patiño, E. H. Pyle, A. L. Robertson et L. M. Teixeira. 2009b, «Comprehensive assessment of carbon productivity, allocation and storage in three Amazonian forests», *Global Change Biology*, vol. 15, n° 5, doi :10.1111/j.1365-2486.2008.01780.x, p. 1255–1274, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2008.01780.x>.
- Malhi, Y., C. Doughty et D. Galbraith. 2011, «The allocation of ecosystem net primary productivity in tropical forests.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 366, n° 1582, doi :10.1098/rstb.2011.0062, p. 3225–45, ISSN 1471-2970. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=3179639&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Malhi, Y., O. Phillips et J. Lloyd. 2002, «An international network to monitor the structure, composition and dynamics of Amazonian forests (RAINFOR)», *Journal of vegetation science*, p. 439–450. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1654-1103.2002.tb02068.x/full>.

- Malhi, Y., J. T. Roberts, R. a. Betts, T. J. Killeen, W. Li et C. a. Nobre. 2008, «Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon.», *Science*, vol. 319, n° 5860, doi :10.1126/science.1146961, p. 169–72, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18048654>.
- Malhi, Y., D. Wood, T. R. Baker, J. Wright, O. L. Phillips, T. Cochrane, P. Meir, J. Chave, S. Almeida, L. Arroyo, N. Higuchi, T. J. Killeen, S. G. Laurance, W. F. Laurance, S. L. Lewis, A. Monteagudo, D. a. Neill, P. N. Vargas, N. C. a. Pitman, C. A. Quesada, R. Salomao, J. N. M. Silva, A. T. Lezama, J. Terborgh, R. V. Martinez et B. Vinceti. 2006, «The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests», *Global Change Biology*, vol. 12, n° 7, doi :10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x, p. 1107–1138, ISSN 1354-1013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2006.01120.x>.
- Manabe, S. 1969, «CLIMATE AND THE OCEAN CIRCULATION 1 : I. THE ATMOSPHERIC CIRCULATION AND THE HYDROLOGY OF THE EARTH'S SURFACE», *Monthly Weather Review*, vol. 97, n° 1. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0739:CATOC>2.3.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2).
- Marengo, J. A. 1992, «Interannual variability of surface climate in the Amazon basin», *International Journal of Climatology*, vol. 12, p. 853–863.
- Marengo, J. a., C. a. Nobre, J. Tomasella, M. F. Cardoso et M. D. Oyama. 2008a, «Hydro-climate and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0015, p. 1773–8, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2373880&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Marengo, J. a., C. a. Nobre, J. Tomasella, M. D. Oyama, G. Sampaio de Oliveira, R. de Oliveira, H. Camargo, L. M. Alves et I. F. Brown. 2008b, «The Drought of Amazonia in 2005», *Journal of Climate*, vol. 21, n° 3, doi :10.1175/2007JCLI1600.1, p. 495–516, ISSN 0894-8755. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007JCLI1600.1>.
- Marengo, J. a., J. Tomasella, L. M. Alves, W. R. Soares et D. a. Rodriguez. 2011a, «The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region», *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n° 12, doi :10.1029/2011GL047436, p. 1–5, ISSN 0094-8276. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2011GL047436.shtml>.
- Marengo, J. A., J. Tomasella, W. R. Soares, L. M. Alves et C. a. Nobre. 2011b, «Extreme climatic events in the Amazon basin», *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 107, n° 1-2, doi :10.1007/s00704-011-0465-1, p. 73–85, ISSN 0177-798X. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00704-011-0465-1>.
- Markewitz, D., S. Devine, E. a. Davidson, P. Brando et D. C. Nepstad. 2010, «Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon : impacts on deep root uptake.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi : 10.1111/j.1469-8137.2010.03391.x, p. 592–607, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20659251>.
- Masson, V., P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouysse, P. Brousseau, E. Brun, J.-C. Calvet, D. Carrer, B. Decharme, C. Delire, S. Donier, K. Essaouini, A.-L. Gibelin, H. Giordani, F. Habets, M. Jidane, G. Kerdraon, E. Kourzeneva, M. Lafaysse, S. Lafont, C. Lebeaupin Brossier, A. Lemonsu, J.-F. Mahfouf, P. Marguinaud, M. Mokhtari, S. Morin, G. Pigeon, R. Salgado, Y. Seity, F. Taillefer, G. Tanguy, P. Tulet, B. Vincendon, V. Vionnet et A. Voldoire. 2013, «The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes», *Geoscientific Model Development*, vol. 6, n° 4, doi :10.5194/gmd-6-929-2013, p. 929–960, ISSN 1991-9603. URL <http://www.geosci-model-dev.net/6/929/2013/>.
- McDowell, N., D. Beerling, D. Breshears, R. Fisher, K. Raffa et M. Stitt. 2011, «The interdependence of mechanisms underlying climate-driven vegetation mortality», *Trends in ecology & evolution*, vol. 26, n° 10, doi :10.1016/j.tree.2011.06.003. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169534711001698>.
- McDowell, N., R. Fisher et C. Xu. 2013, «Evaluating theories of drought induced vegetation mortality using a multimodel experiment framework», *New Phytologist*, p. 304–321. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/nph.12465/full>.
- McDowell, N., W. Pockman, C. D. Allen, D. D. Breshears, N. Cobb, T. Kolb, J. Plaut, J. S. Sperry, A. West, D. Williams et E. Yezpez. 2008, «Mechanisms of plant survival and mortality during drought : why do some plants survive while others succumb to drought?», *New Phytologist*, vol. 178, doi :10.1111/j.1469-8137.2008.02436.x, p. 719–739. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1469-8137.2008.02436.x/full>.
- McDowell, N. G. 2011, «Mechanisms linking drought, hydraulics, carbon metabolism, and vegetation mortality.», *Plant physiology*, vol. 155, n° 3, doi :10.1104/pp.110.170704, p. 1051–9, ISSN 1532-2548. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=3046567&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.

- Meggers, B. 1994, «Archeological evidence for the impact of mega-Nino events on Amazonia during the past two millennia», *Climatic change*, p. 321–338. URL <http://link.springer.com/article/10.1007/BF01104077>.
- Meir, P., P. M. Brando, D. Nepstad, S. Vasconcelos, A. C. L. Costa, E. Davidson, S. Almeida, R. A. Fisher, E. D. Sotta, D. Zarin et G. Cardinot. 2009, «The effects of drought on Amazonian rain forests», *Geophysical Monograph Series*, p. 429–449.
- Meir, P., P. Cox et J. Grace. 2006, «The influence of terrestrial ecosystems on climate.», *Trends in ecology & evolution*, vol. 21, n° 5, doi :10.1016/j.tree.2006.03.005, p. 254–60, ISSN 0169-5347. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16697911>.
- Meir, P., J. Grace et A. Miranda. 2001, «Leaf respiration in two tropical rainforests : constraints on physiology by phosphorus, nitrogen and temperature», *Functional Ecology*, vol. 15, n° 3, doi :10.1046/j.1365-2435.2001.00534.x, p. 378–387, ISSN 0269-8463. URL <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1365-2435.2001.00534.x><http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-2435.2001.00534.x/full>.
- Meir, P., D. B. Metcalfe, a. C. L. Costa et R. a. Fisher. 2008, «The fate of assimilated carbon during drought : impacts on respiration in Amazon rainforests.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0021, p. 1849–55, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2374890&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Meir, P. et F. I. Woodward. 2010, «Amazonian rain forests and drought : response and vulnerability.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03390.x, p. 553–7, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20659246>.
- Mercado, L. M., J. Lloyd, A. J. Dolman, S. Sitch, M. Office et H. Centre. 2009, «Modelling basin wide variations in Amazon forest productivity Part 1 : Model calibration, evaluation and upscaling functions for canopy photosynthesis», *Biogeosciences*, p. 1247–1272.
- Metcalfe, D. et P. Meir. 2010, «Shifts in plant respiration and carbon use efficiency at a large scale drought experiment in the eastern Amazon», *New Phytologist*, p. 608 621. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1469-8137.2010.03319.x/full>.
- Metcalfe, D. B., P. Meir, L. E. O. C. Aragão, R. Lobo-do Vale, D. Galbraith, R. a. Fisher, M. M. Chaves, J. P. Maroco, a. C. L. da Costa, S. S. de Almeida, a. P. Braga, P. H. L. Gonçalves, J. de Athaydes, M. da Costa, T. T. B. Portela, a. a. R. de Oliveira, Y. Malhi et M. Williams. 2010, «Shifts in plant respiration and carbon use efficiency at a large-scale drought experiment in the eastern Amazon.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi : 10.1111/j.1469-8137.2010.03319.x, p. 608–21, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20553394>.
- Miranda, E. J., G. L. Vourlitis, N. P. Filho, P. C. Priante, J. H. Campelo, G. S. Suli, C. L. Fritzen, F. de Almeida Lobo et S. Shiraiwa. 2005, «Seasonal variation in the leaf gas exchange of tropical forest trees in the rain forest–savanna transition of the southern Amazon Basin», doi :10.1017/S0266467405002427.
- Mitchard, E. T. a., T. R. Feldpausch, R. J. W. Brienen, G. Lopez-Gonzalez, A. Monteagudo, T. R. Baker, S. L. Lewis, J. Lloyd, C. a. Quesada, M. Gloor, H. ter Steege, P. Meir, E. Alvarez, A. Araujo-Murakami, L. E. O. C. Aragão, L. Arroyo, G. Aymard, B. Banki, D. Bonal, S. Brown, F. I. Brown, C. E. Cerón, V. Chama Moscoso, J. Chave, J. a. Comiskey, F. Cornejo, M. Corrales Medina, L. Da Costa, F. R. C. Costa, A. Di Fiore, T. F. Domingues, T. L. Erwin, T. Frederickson, N. Higuchi, E. N. Honorio Coronado, T. J. Killeen, W. F. Laurance, C. Levis, W. E. Magnusson, B. S. Marimon, B. H. Marimon Junior, I. Mendoza Polo, P. Mishra, M. T. Nascimento, D. Neill, M. P. Núñez Vargas, W. a. Palacios, A. Parada, G. Pardo Molina, M. Peña Claros, N. Pitman, C. a. Peres, L. Poorter, A. Prieto, H. Ramirez-Angulo, Z. Restrepo Correa, A. Roopsind, K. H. Roucoux, A. Rudas, R. P. Salomão, J. Schietti, M. Silveira, P. F. de Souza, M. K. Steininger, J. Stropp, J. Terborgh, R. Thomas, M. Toledo, A. Torres-Lezama, T. R. van Andel, G. M. F. van der Heijden, I. C. G. Vieira, S. Vieira, E. Vilanova-Torre, V. a. Vos, O. Wang, C. E. Zartman, Y. Malhi et O. L. Phillips. 2014, «Markedly divergent estimates of Amazon forest carbon density from ground plots and satellites», *Global Ecology and Biogeography*, doi :10.1111/geb.12168, p. n/a–n/a, ISSN 1466822X. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/geb.12168>.
- Moffat, A. M., D. Papale, M. Reichstein, D. Y. Hollinger, A. D. Richardson, A. G. Barr, C. Beckstein, B. H. Braswell, G. Churkina, A. R. Desai, E. Falge, J. H. Gove, M. Heimann, D. Hui, A. J. Jarvis, J. Kattge, A. Noormets et V. J. Stauch. 2007, «Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 147, n° 3-4, doi :10.1016/j.agrformet.2007.08.011, p. 209–232, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S016819230700216X>.

- van der Molen, M., a.J. Dolman, P. Ciais, T. Eglin, N. Gobron, B. Law, P. Meir, W. Peters, O. Phillips, M. Reichstein, T. Chen, S. Dekker, M. Doubková, M. Friedl, M. Jung, B. van den Hurk, R. de Jeu, B. Kruijt, T. Ohta, K. Rebel, S. Plummer, S. Seneviratne, S. Sitch, a.J. Teuling, G. van der Werf et G. Wang. 2011, «Drought and ecosystem carbon cycling», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 151, n° 7, doi :10.1016/j.agrformet.2011.01.018, p. 765–773, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192311000517>.
- Morton, D. C., J. Nagol, C. C. Carabajal, J. Rosette, M. Palace, B. D. Cook, E. F. Vermote, D. J. Harding et P. R. J. North. 2014, «Amazon forests maintain consistent canopy structure and greenness during the dry season.», *Nature*, vol. 506, n° 7487, doi :10.1038/nature13006, p. 221–4, ISSN 1476-4687. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24499816>.
- Myneni, R. B., W. Yang, R. R. Nemani, A. R. Huete, R. E. Dickinson, Y. Knyazikhin, K. Didan, R. Fu, R. I. Negrón Juárez, S. S. Saatchi, H. Hashimoto, K. Ichii, N. V. Shabanov, B. Tan, P. Ratana, J. L. Privette, J. T. Morisette, E. F. Vermote, D. P. Roy, R. E. Wolfe, M. a. Friedl, S. W. Running, P. Votava, N. El-Saleous, S. Devadiga, Y. Su et V. V. Salomonson. 2007, «Large seasonal swings in leaf area of Amazon rainforests.», *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 104, n° 12, doi :10.1073/pnas.0611338104, p. 4820–3, ISSN 0027-8424. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=1820882&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Nachtergaele, F., H. van Velthuisen, L. Vereslt, N. Batjes, K. Dijkshoorn, V. van Engelen, G. Fisher, A. Jones, L. Montanarella, M. Petri, S. Prieler, E. Teixeira, D. Wiberg et X. Shi. 2012, *Harmonized world soil database*. URL <http://www.fao.org/nr/water/docs/harm-world-soil-dbv7cv.Pdf>.
- Nash, J. et J. Sutcliffe. 1970, «River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles», *Journal of hydrology*, , n° 10, p. 282 – 290. URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169470902556>.
- Nepstad, D., P. Lefebvre, U. Lopes da Silva, J. Tomasella, P. Schlesinger, L. Solorzano, P. Moutinho, D. Ray et J. Guerreira Benito. 2004, «Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth : a basin-wide analysis», *Global Change Biology*, vol. 10, n° 5, doi :10.1111/j.1529-8817.2003.00772.x, p. 704–717, ISSN 1354-1013. URL <http://www.blackwell-synergy.com/links/doi/10.1111/j.1529-8817.2003.00772.x>.
- Nepstad, D. C. 2002, «The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest», *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, n° D20, doi :10.1029/2001JD000360, p. 1–18, ISSN 0148-0227. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001JD000360.shtml>.
- Nepstad, D. C., C. R. de Carvalho, E. A. Davidson, P. H. Jipp, P. A. Lefebvre, G. H. Negreiros, E. D. da Silva, T. A. Stone, S. E. Trumbore et S. Vieira. 1994, «The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures», doi :10.1038/372666a0.
- Nepstad, D. C., I. M. Tohver, D. Ray, P. Moutinho et G. Cardinot. 2007, «Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest.», *Ecology*, vol. 88, n° 9, p. 2259–69, ISSN 0012-9658. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17918404>.
- Niinemets, U., A. Díaz-Espejo, J. Flexas, J. Galmés et C. R. Warren. 2009, «Role of mesophyll diffusion conductance in constraining potential photosynthetic productivity in the field.», *Journal of experimental botany*, vol. 60, n° 8, doi :10.1093/jxb/erp036, p. 2249–70, ISSN 1460-2431. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19395391>.
- Noilhan, J. et J. F. Mahfouf. 1996, «The ISBA land surface parameterisation scheme», *Global and Planetary Change*, vol. 13, n° 1, p. 145–159.
- Noilhan, J. et S. Planton. 1988, «A simple parametrization of Land Surface Processes for Meteorological Models», *Monthly weather review*, vol. 117, p. 536–549.
- Oki, T. et Y. C. Sud. 1998, «Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)-A global river channel network», *Earth Interactions*, vol. 2, n° 1, doi :10.1175/1087-3562(1998)002<0001:DoTRIP>2.0.CO;2, p. 1–1, ISSN 10873562. URL <http://journals.allenpress.com/jrnlserv/?request=get-abstract&issn=1087-3562&volume=2&page=1>.
- Oleson, K. W., G.-Y. Niu, Z.-L. Yang, D. M. Lawrence, P. E. Thornton, P. J. Lawrence, R. Stöckli, R. E. Dickinson, G. B. Bonan, S. Levis, a. Dai et T. Qian. 2008, «Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle», *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, n° G1, doi :10.1029/2007JG000563, p. G01 021, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JG000563>.

- Oliveira, R. S., L. Bezerra, E. a. Davidson, F. Pinto, C. a. Klink, D. C. Nepstad et a. Moreira. 2005, «Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil», *Functional Ecology*, vol. 19, n° 4, doi :10.1111/j.1365-2435.2005.01003.x, p. 574–581, ISSN 0269-8463. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2435.2005.01003.x>.
- Ometto, J. P., A. P. Aguiar, T. Assis, L. Soler, P. Valle, G. Tejada, D. M. Lapola et P. Meir. 2014, «Amazon forest biomass density maps : tackling the uncertainty in carbon emission estimates», *Climatic Change*, doi : 10.1007/s10584-014-1058-7, ISSN 0165-0009. URL <http://link.springer.com/10.1007/s10584-014-1058-7>.
- Palmer. 1965, «Meteorological Drought», *Office of Climatology*.
- Pan, Y., R. a. Birdsey, J. Fang, R. Houghton, P. E. Kauppi, W. a. Kurz, O. L. Phillips, A. Shvidenko, S. L. Lewis, J. G. Canadell, P. Ciais, R. B. Jackson, S. W. Pacala, a. D. McGuire, S. Piao, A. Rautiainen, S. Sitch et D. Hayes. 2011, «A large and persistent carbon sink in the world's forests.», *Science*, vol. 333, n° 6045, doi : 10.1126/science.1201609, p. 988–93, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21764754>.
- Papa, F., F. Frappart, A. Güntner, C. Prigent, F. Aires, A. C. V. Getirana et R. Maurer. 2013, «Surface freshwater storage and variability in the Amazon basin from multi-satellite observations, 1993-2007», *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° 21, doi :10.1002/2013JD020500, p. 11,951–11,965, ISSN 2169897X. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2013JD020500>.
- Papa, F., a. Güntner, F. Frappart, C. Prigent et W. B. Rossow. 2008, «Variations of surface water extent and water storage in large river basins : A comparison of different global data sources», *Geophysical Research Letters*, vol. 35, n° 11, doi :10.1029/2008GL033857, p. L11 401, ISSN 0094-8276. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GL033857>.
- Papale, D., M. Reichstein, M. Aubinet, E. Canfora, C. Bernhofer, W. Kutsch, B. Longdoz, S. Rambal, R. Valentini, T. Vesela et D. Yakir. 2006, «Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique : algorithms and uncertainty estimation», URL <http://dspaceunitus.mullet-roe.com/handle/2067/1321>.
- Parazoo, N. C., K. Bowman, C. Frankenberg, J.-E. Lee, J. B. Fisher, J. Worden, D. B. a. Jones, J. Berry, G. J. Collatz, I. T. Baker, M. Jung, J. Liu, G. Osterman, C. O'Dell, A. Sparks, A. Butz, S. Guerlet, Y. Yoshida, H. Chen et C. Gerbig. 2013, «Interpreting seasonal changes in the carbon balance of southern Amazonia using measurements of XCO 2 and chlorophyll fluorescence from GOSAT», *Geophysical Research Letters*, vol. 40, n° 11, doi :10.1002/grl.50452, p. 2829–2833, ISSN 00948276. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50452>.
- Parton, W. J., J. W. B. Stewart et C. V. Cole. 1988, «Dynamics of C, N, P and S in grassland soils : a model», *Biogeochemistry*, vol. 5, doi :10.1007/BF02180320, p. 109–131, ISSN 01682563.
- Pavlick, R., D. T. Drewry, K. Bohn, B. Reu et a. Kleidon. 2013, «The Jena Diversity-Dynamic Global Vegetation Model (JeDi-DGVM) : a diverse approach to representing terrestrial biogeography and biogeochemistry based on plant functional trade-offs», *Biogeosciences*, vol. 10, n° 6, doi :10.5194/bg-10-4137-2013, p. 4137–4177, ISSN 1726-4189. URL <http://www.biogeosciences.net/10/4137/2013/>.
- Perez-Martin, A., J. Flexas, M. Ribas-Carbó, J. Bota, M. Tomás, J. M. Infante et A. Diaz-Espejo. 2009, «Interactive effects of soil water deficit and air vapour pressure deficit on mesophyll conductance to CO2 in Vitis vinifera and Olea europaea.», *Journal of experimental botany*, vol. 60, n° 8, doi :10.1093/jxb/erp145, p. 2391–405, ISSN 1460-2431. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19457982>.
- Phillips, O. L., L. E. O. C. Aragão, S. L. Lewis, J. B. Fisher, J. Lloyd, G. López-González, Y. Malhi, A. Monteagudo, J. Peacock, C. a. Quesada, G. van der Heijden, S. Almeida, I. Amaral, L. Arroyo, G. Aymard, T. R. Baker, O. Bánki, L. Blanc, D. Bonal, P. Brando, J. Chave, A. C. A. de Oliveira, N. D. Cardozo, C. I. Czimczik, T. R. Feldpausch, M. A. Freitas, E. Gloor, N. Higuchi, E. Jiménez, G. Lloyd, P. Meir, C. Mendoza, A. Morel, D. a. Neill, D. Nepstad, S. Patiño, M. C. Peñuela, A. Prieto, F. Ramírez, M. Schwarz, J. Silva, M. Silveira, A. S. Thomas, H. T. Steege, J. Stropp, R. Vásquez, P. Zelazowski, E. Alvarez Dávila, S. Andelman, A. Andrade, K.-J. Chao, T. Erwin, A. Di Fiore, E. Honorio C, H. Keeling, T. J. Killeen, W. F. Laurance, A. Peña Cruz, N. C. a. Pitman, P. Núñez Vargas, H. Ramírez-Angulo, A. Rudas, R. Salamáão, N. Silva, J. Terborgh et A. Torres-Lezama. 2009, «Drought sensitivity of the Amazon rainforest.», *Science*, vol. 323, n° 5919, doi : 10.1126/science.1164033, p. 1344–7, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19265020>.
- Phillips, O. L., G. van der Heijden, S. L. Lewis, G. López-González, L. E. O. C. Aragão, J. Lloyd, Y. Malhi, A. Monteagudo, S. Almeida, E. A. Dávila, I. Amaral, S. Andelman, A. Andrade, L. Arroyo, G. Aymard, T. R. Baker, L. Blanc, D. Bonal, A. C. A. de Oliveira, K.-J. Chao, N. D. Cardozo, L. da Costa, T. R. Feldpausch, J. B. Fisher, N. M. Fyllas, M. A. Freitas, D. Galbraith, E. Gloor, N. Higuchi, E. Honorio, E. Jiménez, H. Keeling, T. J. Killeen, J. C. Lovett, P. Meir, C. Mendoza, A. Morel, P. N. n. Vargas, S. Patiño, K. S.-H. Peh, A. P. n. Cruz,

- A. Prieto, C. a. Quesada, F. Ramírez, H. Ramírez, A. Rudas, R. Salamá, M. Schwarz, J. Silva, M. Silveira, J. W. F. Slik, B. Sonké, A. S. Thomas, J. Stropp, J. R. D. Taplin, R. Vásquez et E. Vilanova. 2010, «Drought-mortality relationships for tropical forests.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03359.x, p. 631–46, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20659252>.
- Phillips, O. L., S. L. Lewis, T. R. Baker, K.-J. Chao et N. Higuchi. 2008, «The changing Amazon forest.», *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, vol. 363, n° 1498, doi :10.1098/rstb.2007.0033, p. 1819–27, ISSN 0962-8436. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2374914&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Piao, S., S. Luyssaert, P. Ciais, I. a. Janssens, A. Chen, C. Cao, J. Fang, P. Friedlingstein, Y. Luo et S. Wang. 2010, «Forest annual carbon cost : a global-scale analysis of autotrophic respiration.», *Ecology*, vol. 91, n° 3, p. 652–61, ISSN 0012-9658. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20426325>.
- Piao, S., S. Sitch, P. Ciais, P. Friedlingstein, P. Peylin, X. Wang, A. Ahlström, A. Anav, J. G. Canadell, N. Cong, C. Huntingford, M. Jung, S. Levis, P. E. Levy, J. Li, X. Lin, M. R. Lomas, M. Lu, Y. Luo, Y. Ma, R. B. Myneni, B. Poulter, Z. Sun, T. Wang, N. Viovy, S. Zaehle et N. Zeng. 2013, «Evaluation of terrestrial carbon cycle models for their response to climate variability and to CO₂ trends.», *Global change biology*, , n° February, doi :10.1111/gcb.12187, p. 1–16, ISSN 1354-1013. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23504870>.
- Picon-Cochard, C. 1996, «Leaf gas exchange and carbon isotope composition responses to drought in a drought avoiding and a drought tolerant species under present and elevated CO₂ concentrations», *Plant, cell & environment*.
- Pielke, R. a., G. Marland, R. a. Betts, T. N. Chase, J. L. Eastman, J. O. Niles, D. D. S. Niyogi et S. W. Running. 2002, «The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system : relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases.», *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*, vol. 360, n° 1797, doi :10.1098/rsta.2002.1027, p. 1705–19, ISSN 1364-503X. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/12460493>.
- Porcar-Castell, a., E. Tyystjarvi, J. Atherton, C. van der Tol, J. Flexas, E. E. Pfundel, J. Moreno, C. Frankenberg et J. a. Berry. 2014, «Linking chlorophyll a fluorescence to photosynthesis for remote sensing applications : mechanisms and challenges», *Journal of Experimental Botany*, doi :10.1093/jxb/eru191, p. 1–31, ISSN 0022-0957. URL <http://jxb.oxfordjournals.org/lookup/doi/10.1093/jxb/eru191>.
- Potter, C., S. Klooster, C. Hiatt, V. Genovese et J. C. Castilla-Rubio. 2011, «Changes in the carbon cycle of Amazon ecosystems during the 2010 drought», *Environmental Research Letters*, vol. 6, n° 3, doi : 10.1088/1748-9326/6/3/034024, p. 034 024, ISSN 1748-9326. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/6/i=3/a=034024?key=crossref.4150ddcfa797320eaaa7963637b8f823>.
- Potter, C. S. et S. A. Klooster. 1999, «Detecting a terrestrial biosphere sink for carbon : interannual ecosystem modeling for the mid-1980s», *Climatic Change*, p. 489–503.
- Poulter, B., L. Aragão, U. Heyder, M. Gumpenberger, J. Heinke, F. Langerwisch, A. Rammig, K. Thonicke et W. Cramer. 2010a, «Net biome production of the Amazon Basin in the 21st century», *Global Change Biology*, vol. 16, n° 7, doi :10.1111/j.1365-2486.2009.02064.x, p. 2062–2075, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2009.02064.x>.
- Poulter, B., F. Hattermann, E. Hawkins, S. Zaehle, S. Sitch, N. Restrepo-Coupe, U. Heyder et W. Cramer. 2010b, «Robust dynamics of Amazon dieback to climate change with perturbed ecosystem model parameters», *Global Change Biology*, doi :10.1111/j.1365-2486.2009.02157.x, p. 2476–2495, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2009.02157.x>.
- Poulter, B., U. Heyder et W. Cramer. 2009, «Modeling the Sensitivity of the Seasonal Cycle of GPP to Dynamic LAI and Soil Depths in Tropical Rainforests», *Ecosystems*, vol. 12, n° 4, doi :10.1007/s10021-009-9238-4, p. 517–533, ISSN 1432-9840. URL <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s10021-009-9238-4>.
- Powell, T. L., D. R. Galbraith, B. O. Christoffersen, A. Harper, H. M. a. Imbuzeiro, L. Rowland, S. Almeida, P. M. Brando, A. C. L. da Costa, M. H. Costa, N. M. Levine, Y. Malhi, S. R. Saleska, E. Sotta, M. Williams, P. Meir et P. R. Moorcroft. 2013, «Confronting model predictions of carbon fluxes with measurements of Amazon forests subjected to experimental drought.», *The New phytologist*, doi :10.1111/nph.12390, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23844931>.
- Pyle, E. H., G. W. Santoni, H. E. M. Nascimento, L. R. Hutyrá, S. Vieira, D. J. Curran, J. van Haren, S. R. Saleska, V. Y. Chow, P. B. Carmago, W. F. Laurance et S. C. Wofsy. 2008, «Dynamics of carbon, biomass, and structure in two Amazonian forests», *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, doi :10.1029/2007JG000592, ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JG000592>.

- Quesada, C. a., O. L. Phillips, M. Schwarz, C. I. Czimczik, T. R. Baker, S. Patiño, N. M. Fyllas, M. G. Hodnett, R. Herrera, S. Almeida, E. Alvarez Dávila, a. Arneeth, L. Arroyo, K. J. Chao, N. Dezzeo, T. Erwin, a. di Fiore, N. Higuchi, E. Honorio Coronado, E. M. Jimenez, T. Killeen, a. T. Lezama, G. Lloyd, G. López-González, F. J. Luizão, Y. Malhi, a. Monteagudo, D. a. Neill, P. Núñez Vargas, R. Paiva, J. Peacock, M. C. Peñuela, a. Peña Cruz, N. Pitman, N. Priante Filho, a. Prieto, H. Ramírez, a. Rudas, R. Salomão, a. J. B. Santos, J. Schmerler, N. Silva, M. Silveira, R. Vásquez, I. Vieira, J. Terborgh et J. Lloyd. 2012, «Basin-wide variations in Amazon forest structure and function are mediated by both soils and climate», *Biogeosciences*, vol. 9, n° 6, doi :10.5194/bg-9-2203-2012, p. 2203–2246, ISSN 1726-4189. URL <http://www.biogeosciences.net/9/2203/2012/>.
- Ramillien, G., a. Cazenave et O. Brunau. 2004, «Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry», *Geophysical Journal International*, vol. 158, n° 3, doi :10.1111/j.1365-246X.2004.02328.x, p. 813–826, ISSN 0956540X. URL <http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1111/j.1365-246X.2004.02328.x>.
- Rammig, A., T. Jupp, K. Thonicke, B. Tietjen, J. Heinke, S. Ostberg, W. Lucht, W. Cramer et P. Cox. 2010, «Estimating the risk of Amazonian forest dieback.», *The New phytologist*, vol. 187, n° 3, doi :10.1111/j.1469-8137.2010.03318.x, p. 694–706, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/20553387>.
- Randerson, J. T., F. M. Hoffman, P. E. Thornton, N. M. Mahowald, K. Lindsay, Y.-H. Lee, C. D. Nevison, S. C. Doney, G. Bonan, R. Stöckli, C. Covey, S. W. Running et I. Y. Fung. 2009, «Systematic assessment of terrestrial biogeochemistry in coupled climate-carbon models», *Global Change Biology*, vol. 15, n° 10, doi :10.1111/j.1365-2486.2009.01912.x, p. 2462–2484, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2009.01912.x>.
- Reich, P. B., M. G. Tjoelker, J.-L. Machado et J. Oleksyn. 2006, «Universal scaling of respiratory metabolism, size and nitrogen in plants.», *Nature*, vol. 439, n° 7075, doi :10.1038/nature04282, p. 457–61, ISSN 1476-4687. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16437113>.
- Reichstein, M., M. Bahn, P. Ciais, D. Frank, M. D. Mahecha, S. I. Seneviratne, J. Zscheischler, C. Beer, N. Buchmann, D. C. Frank, D. Papale, A. Rammig, P. Smith, K. Thonicke, M. van der Velde, S. Vicca, A. Walz et M. Wattenbach. 2013, «Climate extremes and the carbon cycle.», *Nature*, vol. 500, n° 7462, doi :10.1038/nature12350, p. 287–95, ISSN 1476-4687. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23955228>.
- Reichstein, M., E. Falge, D. Baldocchi, D. Papale, M. Aubinet, P. Berbigier, C. Bernhofer, N. Buchmann, T. Gilmanov, A. Granier, T. Grunwald, K. Havrankova, H. Ilvesniemi, D. Janous, A. Knohl, T. Laurila, A. Lohila, D. Loustau, G. Matteucci, T. Meyers, F. Miglietta, J.-M. Ourcival, J. Pumpanen, S. Rambal, E. Rotenberg, M. Sanz, J. Tenhunen, G. Seufert, F. Vaccari, T. Vesala, D. Yakir et R. Valentini. 2005, «On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration : review and improved algorithm», *Global Change Biology*, vol. 11, n° 9, doi :10.1111/j.1365-2486.2005.001002.x, p. 1424–1439, ISSN 1354-1013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2005.001002.x>.
- Rice, A., E. Pyle et S. Saleska. 2004, «Carbon balance and vegetation dynamics in an old-growth Amazonian forest», *Ecological Applications*, vol. 14, n° 4. URL <http://www.esajournals.org/doi/pdf/10.1890/02-6006>.
- Richey, J., C. Nobre et C. Deser. 1989, «Amazon River discharge and climate variability : 1903 to 1985», *Science*. URL <http://www.sciencemag.org/content/246/4926/101.short>.
- da Rocha, H., M. Goulden, S. Miller, M. Menton, L. Pinto, H. C. de Freitas et Silva Figueira S. 2004, «Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia», *Ecological Applications*, , n° July 2004. URL <http://www.esajournals.org/doi/abs/10.1890/02-6001>.
- da Rocha, H. R., A. O. Manzi, O. M. Cabral, S. D. Miller, M. L. Goulden, S. R. Saleska, N. R.-Coupe, S. C. Wofsy, L. S. Borma, P. Artaxo, G. Vourlitis, J. S. Nogueira, F. L. Cardoso, A. D. Nobre, B. Kruijt, H. C. Freitas, C. von Randow, R. G. Aguiar et J. F. Maia. 2009, «Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil», *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, doi :10.1029/2007JG000640, p. G00B12, ISSN 0148-0227. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2009/2007JG000640.shtml>.
- de Rosnay, P., M. Bruen et J. Polcher. 2000, «Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs», *Geophysical Research Letters*, vol. 27, n° 20, doi :10.1029/2000GL011574, p. 3329–3332, ISSN 00948276. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000GL011574>.
- de Rosnay, P. D., J. Polcher, M. Bruen et K. Laval. 2002, «Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes», vol. 107, n° 2.
- Roujean, J. et R. Lacaze. 2002, «Global mapping of vegetation parameters from POLDER multiangular measurements for studies of surface atmosphere interactions : A pragmatic method and its validation», *Journal of Geophysical Research*, vol. 107. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001JD000751/full>.

- Rowland, L., T. C. Hill, C. Stahl, L. Siebicke, B. Burban, J. Zaragoza-Castells, S. Ponton, D. Bonal, P. Meir et M. Williams. 2014, «Evidence for strong seasonality in the carbon storage and carbon use efficiency of an Amazonian forest.», *Global change biology*, vol. 20, n° 3, doi :10.1111/gcb.12375, p. 979–91, ISSN 1365-2486. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23996917>.
- Ruimy, A., G. Dedieu et B. Saugier. 1996, «TURC : A diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity», *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 10, n° 2, p. 269–285. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/1996/96GB00349.shtml>.
- Ruivo, M. L. P. et E. S. Cunha. 2003, «Mineral and organic components in archaeological black earth and yellow latosol in Caxiuana, Amazon, Brazil», dans *ECOSYSTEMS AND SUSTAINABLE DEVELOPMENT IV, VOLS 1 AND 2*, vol. 18-19, ISBN 1-85312-834-1, ISSN 1369-8273, p. 1113–1121.
- Saatchi, S. S., N. L. Harris, S. Brown, M. Lefsky, E. T. a. Mitchard, W. Salas, B. R. Zutta, W. Buermann, S. L. Lewis, S. Hagen, S. Petrova, L. White, M. Silman et A. Morel. 2011, «Benchmark map of forest carbon stocks in tropical regions across three continents.», *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 108, n° 24, doi :10.1073/pnas.1019576108, p. 9899–904, ISSN 1091-6490. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=3116381&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Sakaguchi, K., X. Zeng, B. J. Christoffersen, N. Restrepo-Coupe, S. R. Saleska et P. M. Brando. 2011, «Natural and drought scenarios in an east central Amazon forest : Fidelity of the Community Land Model 3.5 with three biogeochemical models», *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, n° G1, doi :10.1029/2010JG001477, p. 1–25, ISSN 0148-0227. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010JG001477.shtml>.
- Sala, A. 2009, «Lack of direct evidence for the carbon-starvation hypothesis to explain drought-induced mortality in trees.», *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 106, n° 26, doi :10.1073/pnas.0904580106, p. E68; author reply e69, ISSN 1091-6490. URL <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=2705561&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>.
- Sala, A., D. R. Woodruff et F. C. Meinzer. 2012, «Carbon dynamics in trees : feast or famine?», *Tree physiology*, vol. 32, n° 6, doi :10.1093/treephys/tp143, p. 764–75, ISSN 1758-4469. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22302370>.
- Saleska, S. R., K. Didan, A. R. Huete et H. R. da Rocha. 2007, «Amazon forests green-up during 2005 drought.», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 318, n° 5850, doi :10.1126/science.1146663, p. 612, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17885095>.
- Saleska, S. R., S. D. Miller, D. M. Matross, M. L. Goulden, S. C. Wofsy, H. R. da Rocha, P. B. de Camargo, P. Crill, B. C. Daube, H. C. de Freitas, L. Hutya, M. Keller, V. Kirchhoff, M. Menton, J. W. Munger, E. H. Pyle, A. H. Rice et H. Silva. 2003, «Carbon in Amazon forests : unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses.», *Science*, vol. 302, n° 5650, doi :10.1126/science.1091165, p. 1554–7, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/14645845>.
- Samanta, A., S. Ganguly, H. Hashimoto, S. Devadiga, E. Vermote, Y. Knyazikhin, R. R. Nemani et R. B. Myneni. 2010, «Amazon forests did not green-up during the 2005 drought», *Geophysical Research Letters*, vol. 37, n° 5, doi :10.1029/2009GL042154, p. 1–5, ISSN 0094-8276. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2010/2009GL042154.shtml>.
- Sato, H., A. Itoh et T. Kohyama. 2007, «SEIB-DGVM : A new Dynamic Global Vegetation Model using a spatially explicit individual-based approach», *Ecological Modelling*, vol. 200, n° 3-4, doi :10.1016/j.ecolmodel.2006.09.006, p. 279–307, ISSN 03043800. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0304380006004145>.
- Scheiter, S., L. Langan et S. I. Higgins. 2013, «Next-generation dynamic global vegetation models : learning from community ecology.», *The New phytologist*, vol. 198, n° 3, doi :10.1111/nph.12210, p. 957–69, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23496172>.
- Sellers, P., L. Bounoua, G. J. Collatz, D. a. Randall, D. A. Dazlich, S. O. Los, J. Berry, I. Fung, C. J. Tucker, C. B. Field et T. G. Jensen. 1996, «Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO2 on climate», *Science*. URL <http://nature.berkeley.edu/biometlab/espm298/Sellersetal.1996Science.pdf>.
- Sellers, P., Y. Mintz, Y. C. Sud et A. Dalcher. 1986, «A simple Biosphere Model (SIB) for use within General Circulation Models», *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 43, n° 6, p. 505–531. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2).

- Shapiro, J. B., K. L. Griffin, J. D. Lewis et D. T. Tissue. 2004, «Response of Xanthium strumarium leaf respiration in the light to elevated CO₂ concentration, nitrogen availability and temperature», *New Phytologist*, vol. 162, n° 2, doi :10.1111/j.1469-8137.2004.01046.x, p. 377–386, ISSN 0028-646X. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1469-8137.2004.01046.x>.
- Sheffield, J., G. Goteti et E. F. Wood. 2006, «Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling», *Journal of Climate*, vol. 19, n° 13, doi :10.1175/JCLI3790.1, p. 3088–3111, ISSN 0894-8755. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3790.1>.
- Shiogama, H., S. Emori, N. Hanasaki, M. Abe, Y. Masutomi, K. Takahashi et T. Nozawa. 2011, «Observational constraints indicate risk of drying in the Amazon basin.», *Nature communications*, vol. 2, doi :10.1038/ncomms1252, p. 253, ISSN 2041-1723. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/21448152>.
- Shukla, S. et A. W. Wood. 2008, «Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought», *Geophysical Research Letters*, vol. 35, n° 2, doi :10.1029/2007GL032487, p. 1–7, ISSN 0094-8276. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2008/2007GL032487.shtml>.
- Shuttleworth, W. J., J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, C. J. Moore, J. Roberts, A. D. Marques, G. Fisch, V. D. Silva, M. D. G. Ribeiro, L. C. B. Molion, L. D. D. Sa, J. C. A. Nobre, O. M. R. Cabral, S. R. Patel et J. C. Demoraes. 1984, «Eddy-Correlation Measurements of Energy Partition for Amazonian Forest», *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, vol. 110, doi :10.1002/qj.49711046622, p. 1162, ISSN 00359009. URL <GotoISI>://A1984TS10000020.
- Silva, F. B., Y. E. Shimabukuro, L. E. O. C. Aragão, L. O. Anderson, G. Pereira, F. Cardozo et E. Arai. 2013, «Large-scale heterogeneity of Amazonian phenology revealed from 26-year long AVHRR/NDVI time-series», *Environmental Research Letters*, vol. 8, n° 2, doi :10.1088/1748-9326/8/2/029502, ISSN 1748-9326. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/8/i=2/a=029502?key=crossref.6cce68f433540194fe759c3aa38317a3>.
- Sitch, S., C. Huntingford, N. Gedney, P. E. Levy, M. Lomas, S. L. Piao, R. Betts, P. Ciais, P. Cox, P. Friedlingstein, C. D. Jones, I. C. Prentice et F. I. Woodward. 2008, «Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs)», *Global Change Biology*, vol. 14, n° 9, doi :10.1111/j.1365-2486.2008.01626.x, p. 2015–2039, ISSN 13541013. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2486.2008.01626.x>.
- Sitch, S., B. Smith et I. Prentice. 2003, «Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model», *Global Change Biology*, p. 161–185. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-2486.2003.00569.x/full>.
- Stackhouse, P., S. Gupta, S. Cox, J. Mikovitz, T. Zhang et M. Chiacchio. 2004, «12-year surface radiation budget data set», *Gewex News*, vol. 1, n° November, doi :10.1029/2003GL019188, Under, p. 10–13. URL <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:12-YEAR+SURFACE+RADIATION+BUDGET+DATA+SET#0>.
- Swenson, S., P. J.-F. Yeh, J. Wahr et J. Famiglietti. 2006, «A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois», *Geophysical Research Letters*, vol. 33, n° 16, doi :10.1029/2006GL026962, p. L16 401, ISSN 0094-8276. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL026962>.
- Syed, T. H., J. S. Famiglietti, J. Chen, M. Rodell, S. I. Seneviratne, P. Viterbo et C. R. Wilson. 2005, «Total basin discharge for the Amazon and Mississippi River basins from GRACE and a land-atmosphere water balance», *Geophysical Research Letters*, vol. 32, n° 24, doi :10.1029/2005GL024851, p. L24 404, ISSN 0094-8276. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL024851>.
- Syed, T. H., J. S. Famiglietti, M. Rodell, J. Chen et C. R. Wilson. 2008, «Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS», *Water Resources Research*, vol. 44, n° 2, doi :10.1029/2006WR005779, p. n/a–n/a, ISSN 00431397. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006WR005779>.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson et M. M. Watkins. 2004, «GRACE measurements of mass variability in the Earth system», *Science (New York, N.Y.)*, vol. 305, n° 5683, doi :10.1126/science.1099192, p. 503–5, ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15273390>.
- Tardieu, F. et T. Simonneau. 1998, «Variability among species of stomatal control under fluctuating soil water status and evaporative demand : modelling isohydric and anisohydric behaviours», *Journal of experimental botany*, vol. 49, n° March, p. 419–432. URL http://jxb.oxfordjournals.org/content/49/Special_Issue/419.short.

- Tebaldi, C. et J. M. Arblaster. 2014, «Pattern scaling : Its strengths and limitations, and an update on the latest model simulations», *Climatic Change*, vol. 122, n° 3, doi :10.1007/s10584-013-1032-9, p. 459–471, ISSN 0165-0009. URL <http://link.springer.com/10.1007/s10584-013-1032-9>.
- Thonicke, K. et S. Venevsky. 2001, «The role of fire disturbance for global vegetation dynamics : coupling fire into a Dynamic Global Vegetation Model», *Global Ecology and Biogeography*, p. 661–677. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1466-822X.2001.00175.x/full>.
- Thorntwaite, C. W. 1948, «An Approach Toward a Rational Classification of Climate», doi :10.1097/00010694-194807000-00007.
- Tossens, T., U. Niinemets, M. Westoby et J. Wright. 2012, «Anatomical basis of variation in mesophyll resistance in eastern Australian sclerophylls : news of a long and winding path», *Journal of experimental botany*, vol. 63, n° 2, doi :10.1093/jxb/err313, ISSN 1460-2431.
- Trumbore, S. et C. Czimczik. 2008, «An uncertain future for soil carbon», *science*, , n° September, p. 1455–1456. URL <http://lib.gig.ac.cn/local/science/321,1455.pdf>.
- Twine, T., W. Kustas et J. Norman. 2000, «Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 103, n° 3, doi :10.1016/S0168-1923(00)00123-4, p. 279–300, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192300001234http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192300001234>.
- Uvo, C., C. Repelli, S. Zebiak et Y. Kushnir. 1998, «The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation», *Journal of Climate*, , n° Kousky 1979, p. 551–562. URL [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(1998\)011<0551:TRBTPA>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(1998)011<0551:TRBTPA>2.0.CO;2).
- Verbeeck, H., P. Peylin, C. Bacour, D. Bonal, K. Steppe et P. Ciais. 2011, «Seasonal patterns of CO₂ fluxes in Amazon forests : Fusion of eddy covariance data and the ORCHIDEE model», *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, n° G2, doi :10.1029/2010JG001544, p. 1–19, ISSN 0148-0227. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2010JG001544.shtml>.
- Vicente-Serrano, S. M., S. Beguería et J. I. López-Moreno. 2009, «A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming : The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index», *Journal of Climate*, vol. 23, n° 7, doi : 10.1175/2009JCLI2909.1, p. 1696–1718, ISSN 0894-8755. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009JCLI2909.1>.
- Voldoire, a., E. Sanchez-Gomez, D. Salas y Mélia, B. Decharme, C. Cassou, S. Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Alias, M. Chevallier, M. Déqué, J. Deshayes, H. Douville, E. Fernandez, G. Madec, E. Maisonnave, M.-P. Moine, S. Planton, D. Saint-Martin, S. Szopa, S. Tyteca, R. Alkama, S. Belamari, A. Braun, L. Coquart et F. Chauvin. 2012, «The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation», *Climate Dynamics*, vol. 40, n° 9-10, doi :10.1007/s00382-011-1259-y, p. 2091–2121, ISSN 0930-7575. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-011-1259-y>.
- Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki et I. Velicogna. 2004, «Time-variable gravity from GRACE : First results», *Geophysical Research Letters*, vol. 31, n° 11, doi :10.1029/2004GL019779, p. L11 501, ISSN 0094-8276. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004GL019779>.
- Warren, C. R. 2008, «Stand aside stomata, another actor deserves centre stage : the forgotten role of the internal conductance to CO₂ transfer.», *Journal of experimental botany*, vol. 59, n° 7, doi :10.1093/jxb/erm245, p. 1475–87, ISSN 1460-2431. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17975206>.
- Weedon, G. P., S. Gomes, P. Viterbo, W. J. Shuttleworth, E. Blyth, H. Österle, J. C. Adam, N. Bellouin, O. Boucher et M. Best. 2011, «Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century», *Journal of Hydrometeorology*, vol. 12, n° 5, doi :10.1175/2011JHM1369.1, p. 823–848, ISSN 1525-755X. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011JHM1369.1>.
- Weerasinghe, L. K., D. Creek, K. Y. Crous, S. Xiang, M. J. Liddell, M. H. Turnbull et O. K. Atkin. 2014, «Canopy position affects the relationships between leaf respiration and associated traits in a tropical rainforest in Far North Queensland.», *Tree physiology*, doi :10.1093/treephys/tpu016, p. 1–21, ISSN 1758-4469. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24722001>.
- Wells. 2004, «A Self-Calibrating Palmer Drought Severity Index», *Journal of Climate*, vol. 17, p. 2335–2351.

- Wenzel, S., P. Cox, V. Eyring et P. Friedlingstein. 2014, «Emergent constraints on climate carbon cycle feedbacks in the CMIP5 Earth system models», *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, doi :10.1002/2013JG002591. Received, p. 1–14. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2013JG002591/full>.
- Williamson, G. et W. Laurance. 2000, «Amazonian tree mortality during the 1997 El Nino drought», *Conservation Biology*, vol. 14, n° 5, p. 1538–1542. URL <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1523-1739.2000.99298.x/full>.
- Wohlfahrt, G., M. Bahn, A. Haslwanter, C. Newesely et A. Cernusca. 2005, «Estimation of daytime ecosystem respiration to determine gross primary production of a mountain meadow», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 130, n° 1-2, doi :10.1016/j.agrformet.2005.02.001, p. 13–25, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192305000274>.
- Woodward, F. I. 1987, *Climate and Plant Distribution*, vol. 154, ISBN 0521282144, 174 p., doi :10.2307/633873. URL <http://www.cambridge.org/us/catalogue/catalogue.asp?isbn=9780521282147>.
- Xavier, L., A. Cazenave, R. Filho et M. Becker. 2010, «Interannual variability in water storage over 2003–2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data», *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, p. 1629–1637.
- Xu, C., N. G. McDowell, S. Sevanto et R. a. Fisher. 2013, «Our limited ability to predict vegetation dynamics under water stress.», *The New phytologist*, vol. 200, n° 2, doi :10.1111/nph.12450, p. 298–300, ISSN 1469-8137. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24050631>.
- Xu, L., A. Samanta, M. H. Costa, S. Ganguly, R. R. Nemani et R. B. Myneni. 2011, «Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought», *Geophysical Research Letters*, vol. 38, n° 7, doi :10.1029/2011GL046824, p. 2–5, ISSN 0094-8276. URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2011GL046824.shtml>.
- Yin, X. 2002, «Responses of leaf nitrogen concentration and specific leaf area to atmospheric CO₂ enrichment : A retrospective synthesis across 62 species», *Global Change Biology*, vol. 8, doi :10.1046/j.1365-2486.2002.00497.x, p. 631–642, ISSN 13541013.
- Yoon, J.-H. et N. Zeng. 2009, «An Atlantic influence on Amazon rainfall», *Climate Dynamics*, vol. 34, n° 2-3, doi :10.1007/s00382-009-0551-6, p. 249–264, ISSN 0930-7575. URL <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00382-009-0551-6>.
- Zanne, A. E., G. Lopez-Gonzalez, D. A. Coomes, J. Ilic, S. Jansen, S. L. S. Lewis, R. B. Miller, N. G. Swenson, M. C. Wiemann et J. Chave. 2009, «Global wood density database», cahier de recherche, doi :10.5061/dryad.234. URL [http://hdl.handle.net/10255/dryad.235.\\$\delimiter"026E30F\\$nhhttp://hdl.handle.net/10255/dryad.235](http://hdl.handle.net/10255/dryad.235.$\delimiter).
- Zaragoza-Castells, J., D. Sánchez-Gómez, F. Valladares, V. Hurry et O. K. Atkin. 2007, «Does growth irradiance affect temperature dependence and thermal acclimation of leaf respiration ? Insights from a Mediterranean tree with long-lived leaves.», *Plant, cell & environment*, vol. 30, n° 7, doi :10.1111/j.1365-3040.2007.01672.x, p. 820–833, ISSN 0140-7791. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17547654>.
- Zeng, N., J.-H. Yoon, J. a. Marengo, A. Subramaniam, C. a. Nobre, A. Mariotti et J. D. Neelin. 2008, «Causes and impacts of the 2005 Amazon drought», *Environmental Research Letters*, vol. 3, n° 1, doi : 10.1088/1748-9326/3/1/014002, p. 014 002, ISSN 1748-9326. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/3/i=1/a=014002?key=crossref.c44c784f922d8737bbc15f6081e9d5c0>.
- Zeppel, M., C. MacInnis-Ng, A. Palmer, D. Taylor, R. Whitley, S. Fuentes, I. Yunusa, M. Williams et D. Eamus. 2008, «An analysis of the sensitivity of sap flux to soil and plant variables assessed for an Australian woodland using a soil-plant-atmosphere model», *Functional Plant Biology*, vol. 35, doi :10.1071/FP08114, p. 509–520, ISSN 14454408.
- Zhang, Y., L. Guanter, J. a. Berry, J. Joiner, C. van der Tol, A. Huete, A. Gitelson, M. Voigt et P. Köhler. 2014, «Estimation of vegetation photosynthetic capacity from space-based measurements of chlorophyll fluorescence for terrestrial biosphere models.», *Global change biology*, doi :10.1111/gcb.12664, p. 1–16, ISSN 1365-2486. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/24953485>.
- Zhou, S., R. a. Duursma, B. E. Medlyn, J. W. Kelly et I. C. Prentice. 2013, «How should we model plant responses to drought ? An analysis of stomatal and non-stomatal responses to water stress», *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 182–183, doi :10.1016/j.agrformet.2013.05.009, p. 204–214, ISSN 01681923. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168192313001263>.

- Zhu, Z., J. Bi, Y. Pan, S. Ganguly et A. Samanta. 2013, «global data sets of vegetation LAI3g and FPAR3g derived from GIMMS NDVI3g for the period 1981 to 2011», *Remote Sens*, doi :10.3390/rs40x000x, p. 1–23. URL <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Global+Data+Sets+of+Vegetation+LAI3g+and+FPAR3g+derived+from+GIMMS+NDVI3g+for+the+period+1981+to+2011#1>.
- Zscheischler, J., M. D. Mahecha, J. von Buttlar, S. Harmeling, M. Jung, A. Rammig, J. T. Randerson, B. Schölkopf, S. I. Seneviratne, E. Tomelleri, S. Zaehle et M. Reichstein. 2014, «A few extreme events dominate global interannual variability in gross primary production», *Environmental Research Letters*, vol. 9, n° 3, doi :10.1088/1748-9326/9/3/035001, p. 035 001, ISSN 1748-9326. URL <http://stacks.iop.org/1748-9326/9/i=3/a=035001?key=crossref.3a82c536e16bed120e4c5a3877a160d5>.

Liste des acronymes

ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CNRM	Centre National de Recherche Météorologique
ESM	Earth System Model
EVI	Enhanced Vegetation Index
FACE	Free-air concentration enrichment
fAPAR	Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation
GCM	Global Climate Model
GPP	Gross Primary Production
GRACE	GRAvity Recovery & Climate Experiment
HyBAm	Hydrologie et géodynamique du Bassin Amazonien
IGBP	International Geosphere Biosphere Program
ISBA	Interaction between Soil-Biosphere-Atmosphere
LAI	Leaf Area Index
LSM	Land Surface Model
MTE	Model Tree Ensemble
NPP	Net Primary Production
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NEE	Net Ecosystem Exchange
NSE	Nash-Sutcliffe Efficiency
ORCHIDEE	Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems
RAINFOR	Red Amazonica de Inventarios Forestales
RCP	Representative Concentration Pathways
RubisCO	Ribulose-1,5-bisphosphate Carboxylase/Oxygenase
RubP	Ribulose biPhosphate
SLA	Specific Leaf Area
SWI	Soil Wetness Index
SURFEX	SURFace EXternalisée
TFE	ThroughFall Exclusion
TWS	Terrestrial Water Storage
VPD	Vapor Pressure Deficit
WSF	Water Stress Function

Annexes

**Hydrologic benchmarking of meteorological drought indices at interannual to climate change timescales :
a case study over the Amazon and Mississippi river basins**



Hydrologic benchmarking of meteorological drought indices at interannual to climate change timescales: a case study over the Amazon and Mississippi river basins

E. Joetzjer¹, H. Douville¹, C. Delire¹, P. Ciais², B. Decharme¹, and S. Tyteca¹

¹CNRM-GAME – UMR3589, Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse, France

²Laboratory of Climate Sciences and the Environment, L'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

Correspondence to: E. Joetzjer (emilie.joetzjer@meteo.fr)

Received: 9 October 2012 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 28 November 2012

Revised: 16 September 2013 – Accepted: 6 November 2013 – Published: 6 December 2013

Abstract. Widely used metrics of drought are still derived solely from analyses of meteorological variables such as precipitation and temperature. While drought is generally a consequence of atmospheric anomalies, the impacts to society are more directly related to hydrologic conditions. The present study uses a standardized runoff index (SRI) as a proxy for river discharge and as a benchmark for various meteorological drought indices (scPDSI, SPI, SPEI_{th}, and SPEI_{hg} respectively). Only 12-month duration droughts are considered in order to allow a direct (no river routing) comparison between meteorological anomalies and their hydrological counterpart. The analysis is conducted over the Mississippi and Amazon river basins, which provide two contrasted test beds for evaluating drought indices at both interannual (using detrended data) and climate change (using raw data) timescales. Looking first at observations over the second half of the 20th century, the simple SPI based solely on precipitation is no less suitable than more sophisticated meteorological drought indices at detecting interannual SRI variations. Using the detrended runoff and meteorological outputs of a five-member single model ensemble of historical and 21st century climate simulations leads to the same conclusion. Looking at the 21st century projections, the response of the areal fraction in drought to global warming is shown to be strongly metric dependent and potentially overestimated by the drought indices which account for temperature variations. These results suggest that empirical meteorological drought indices should be considered with great caution in a

warming climate and that more physical water balance models are needed to account for the impact of the anthropogenic radiative forcings on hydrological droughts.

1 Introduction

Droughts are recurrent natural manifestations of climate variability that have plagued civilizations throughout history. They are often commonly classified into three types – meteorological, agricultural and hydrological – depending on which variable – respectively precipitation, soil moisture and river flow – is below normal conditions (Dai, 2011a). Meteorological drought often precedes and causes other types of droughts. Meteorological indices are therefore used not only for monitoring drought at regional to global scales, but also for anticipating their potential impacts on agriculture and water resources.

Several empirical meteorological drought indices have been proposed and applied at regional to global scales over the second half of the 20th century (e.g. Heim Jr., 2002). Nevertheless, evidence is building that human-induced climate change is perturbing the global hydrological cycle (e.g. Trenberth, 2011), making it necessary to analyse the validity of such indices in a warmer climate. While most 21st century climate scenarios project a global increase in the frequency, intensity and duration of droughts (Sheffield and Wood, 2008; Orlowsky and Seneviratne, 2012), the response

is still very uncertain at the regional scale and is not necessarily consistent from one metric to the other (e.g. Burke and Brown, 2008).

In the IPCC Fourth Assessment Report, the 20th century multi-decadal variations of drought were mainly discussed on the basis of the Palmer Drought Severity Index (PDSI, Palmer, 1965). This standardized index measures the departure of soil moisture using a simplified surface water balance model. It requires globally available precipitation (P) and temperature data as input for the calculation of potential evapotranspiration (PET) with Thornthwaite's (1948) equation, as well as the soil water field capacity. Analysis of global PDSI maps indicates that drought has generally increased throughout the 20th century (Dai et al., 2004). The PDSI was however criticized in several respects (e.g. Guttman, 1998; Vicente-Serrano et al., 2011). The underlying water balance model is quite empirical and was tuned using a limited number of instrumented sites in the US. This limitation was addressed by the development of the "self-calibrated" scPDSI (Wells et al., 2004). The empirically derived climate parameters and duration factors of this index are automatically calculated using the historical climatic data of the selected location. The Thornthwaite's approximation for the computation of PET was also criticized and recently replaced by a more physical but still empirical Penman–Monteith approach (Van der Schrier et al., 2011; Sheffield et al., 2012). Finally, it was argued that the PDSI cannot reflect the different timescales which characterize the impact of drought on different systems, including the surface hydrology (Vicente-Serrano et al., 2010).

In contrast, the Standardized Precipitation Index (SPI) of McKee et al. (1995) is a multi-scale index, computed as a standardized transform of cumulative precipitation over a given period (ranging typically between 1 and 48 months), but does not account for possible variations in the atmospheric demand. More recently, Vicente-Serrano et al. (2010) developed the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) by applying a similar transform on cumulated P minus PET. The aim was to combine the simplified water balance approach of the PDSI and the multi-scale nature of the SPI.

The superiority of the SPEI is however a matter of debate (Dai, 2011b). In spite of the criticisms of Guttman (1998) or Vicente-Serrano et al. (2010), the PDSI has been evaluated successfully at the regional or basin scale against both soil moisture and river discharge (Dai et al., 2004). Moreover, it compares relatively well with the 12-month SPEI (Vicente Serrano et al., 2011). In the recent IPCC SREX report on managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation (Seneviratne et al., 2012), the PDSI was still used as a reference drought index, but the metric sensitivity of drought projections was highlighted as well as the need for more comprehensive comparisons of the various globally available drought indices.

The aim of the present study is to use a hydrologic drought index as a benchmark for assessing the variability of several meteorological drought indices at both interannual and climate change timescales. Given the limited instrumental record, the comparison will be conducted with both observations and an ensemble of global climate simulations spanning the 1850–2100 period. The simulations will allow us to test the robustness not only of the comparison made at the interannual timescale, but also of drought projections based on different meteorological indices.

We chose two among the world's largest river basins – Amazon and Mississippi – as a test bed for our analysis. While it would be interesting to extend the study to a larger number of basins, we believe that this subset is sufficient to illustrate our main findings (which are moreover confirmed by a global comparison of meteorological vs. hydrological time series simulated at each continental grid cell). Both Amazon and Mississippi are well documented in terms of climate and river discharge observations and are not too much influenced by human activities (dams and irrigation). Both show a substantial year-to-year variability (including during the dry season) of river discharge and a potential vulnerability to climate change. Nevertheless, they show contrasted climatological features. Precipitation in the Amazon Basin has a stronger annual cycle and a larger interannual variability than in the Mississippi Basin. The opposite is true for temperature and therefore for the atmospheric water demand (PET). These features are representative of the contrast between tropical and mid-latitude areas and might have consequences on the behaviour of the analysed meteorological drought indices.

For such large river basins, meteorological droughts generally precede their hydrological counterpart by a few weeks or months. In order to guarantee the relevance of our hydrological benchmark and to avoid the use of a river routing model, the focus will be only on 12-month droughts. Short-term droughts are therefore beyond the scope of the present study although they can be detected on a 12-month timescale if they show a sufficient magnitude and if the rest of the year is close to normal conditions. In other words, the 12-month deficit can be concentrated on a particular season, but we do not distinguish between wet-season versus dry-season droughts, which might have contrasted impacts on natural ecosystems and human societies.

Section 2 describes the input data (derived from either observations or climate simulations) and the methodology used for the calculation of both meteorological drought indices and the hydrologic benchmark. Section 3 first compares the ability of the different meteorological indices to capture the interannual variability of hydrological drought, as well as their skill to detect major hydrological droughts. Indices derived from the CNRM-CM5 climate scenarios are also analysed to highlight the contrasted sensitivity of the different drought indices to climate change. Section 4 discusses the results and draws the main conclusions of the study.

Table 1. Summary of the data sets used in the present study.

	20th century	1850–2100
Data	<p>1° monthly precipitation: GPCC version 5 (Rudolf et al., 2011)</p> <p>0.5° monthly surface air temperature: CRU TS.3 (Mitchell and Jones, 2005)</p> <p>Monthly river discharge: GRDC (http://www.bafg.de/GRDC)</p> <p>1° runoff and river discharge derived from off-line simulations (1951–2006): SURFEX hydrological system based on the ISBA land surface model and the TRIP river routing model (Decharme and Douville, 2007)</p>	<p>1.4° CNRM-CM5</p> <p>historical simulation and RCP8.5 climate change scenario</p> <p>(five members)</p>

Table 2. Summary of the drought indices used in the present study.

Type	Index	Based on	Multiscalar	References
Meteorological drought	sc-PDSI	simplified water balance	no	Palmer (1965) (PDSI) Wells et al. (2004) (scPDSI)
	SPI	standardized transform of cumulative precipitation	yes	McKee et al. (1995)
	SPEI_th	standardized transform of cumulative precipitation minus PET calculated through Thornthwaite's formula	yes	Vicente-Serrano et al. (2010)
	SPEI_hg	standardized transform of cumulative precipitation minus PET calculated through Hargreaves's formula	yes	Vicente-Serrano et al. (2010)
Hydrological drought	SRI	standardized transform of cumulative runoff	yes	Shukla and Wood (2008)

2 Data sets and methodology

2.1 Observed and simulated drought indices

All meteorological drought indices (SPI, SPEI_th, SPEI_hg, cf. summary in Table 2) are derived solely from monthly precipitation and surface air temperature. As far as observations are concerned, the selected global 20th century data sets are summarized in Table 1. Model outputs (monthly precipitation and temperature, but also monthly runoff for the hydrologic benchmark) have been derived from a five-member ensemble of 1850–2100 simulations obtained with the CNRM-CM5 global climate model (Voldoire et al., 2013). Each realization is the concatenation of a historical (i.e. 1850–2005) simulation driven by observed concentrations of greenhouse gases and sulfate aerosols (as well as realistic volcanic and solar forcings) and of a 21st century (i.e. 2006–2100) projection based on the RCP8.5 concentration scenario (corresponding to a 8.5 W m^{-2} radiative forcing at the end of the 21st century) proposed by the phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5, <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>).

Although the aim of the study is not to compare simulated versus observed drought indices, but meteorological indices versus the hydrologic benchmark in both model and observations, precipitation and temperature observations (see Table 1) were first interpolated onto the model horizontal grid (about 1.4°) to ensure the same spatial resolution for all indices. On each grid cell, the scPDSI and the 12-month SPI and SPEI (hereafter SPI12 and SPEI12 respectively) were computed following the original algorithms proposed by Wells et al. (2004), McKee et al. (1995) and Vicente-Serrano et al. (2009) respectively. Cumulated P was fitted with a gamma function, while a log-logistic function was preferred for P minus PET (Vicente-Serrano et al., 2009) for the SPEI. While the simple Thornthwaite equation was used to compute PET from temperature and latitude for SPEI (hereafter SPEI_th) and scPDSI, another empirical formulation (Hargreaves and Samani, 1982) accounting more accurately for the role of solar radiation was tested for SPEI (hereafter SPEI_hg). Unlike in Van der Schrier et al. (2011) or Sheffield et al. (2012), more sophisticated formulations such as Penman–Monteith have not been tested given the lack of reliable (satellite) global observations of solar radiation before the 1980s.

Table 3. Summary of the periods and methods used to compare meteorological vs. hydrological drought indices. Raw time series are used to analyse simulated climate change while detrended time series are preferred to discuss observed or simulated interannual variability.

Data sets	Period	Detrending	Figures and tables
Gridded observations	1951–1999	Yes	Fig. 1 (meteorological indices)
Off-line hydrological simulation	1951–1999	Yes	Fig. 1 (SRI)
Coupled climate simulations	1850–2100	Yes	Fig. 2, Table 5
	1850–2100	No	Figs. 3 and 4

Table 4. Schematic of the 2×2 contingency table used to assess the ability of the meteorological indices to detect a hydrological drought event: *A* denotes the number of “hits”, *B* the number of “false alarms”, *C* the number of “misses”, and *D* the number of “correct non-events”.

		Hydrological drought index: SRI12	
		$\leq x$ th percentile	$> x$ th percentile
Meteorological drought indices: SPI12, SPEI12_th, SPEI12_hg, or scPDSI	$\leq x$ th percentile	<i>A</i>	<i>B</i>
	$> x$ th percentile	<i>C</i>	<i>D</i>

For all indices and in order to focus on interannual and longer timescales, annual mean values have been obtained by averaging monthly indices from January to December. Finally, basin average indices have been calculated, as well as the area of the basin in drought based on a common threshold (only for the simulated indices).

It must be here emphasized that the SPI and SPEI normalization was made in each grid cell before spatial averaging. While such a choice is somewhat arbitrary, it allows us to compute the areal fraction in drought (cf. Sect. 3.2) and to have a fair comparison with the PDSI, which is by definition a distributed index given the spatial variability of the soil water capacity (which is a key input parameter used in the simplified water balance model). Therefore, we have considered all drought indices as global gridded and monthly data sets that can be averaged in both space and time.

Hydrological drought has been defined using the SRI proposed by Shukla and Wood (2008), i.e. applying the same algorithm as for SPI12 but on the 12-month cumulated runoff. Runoff has been chosen rather than river discharge given the selected timescale (no need of a river routing model) and the possibility to compute the basin-averaged index and the areal fraction in drought exactly in the same way as for the meteorological indices. While runoff is a standard output of the CNRM-CM5 climate model, there is no observational counterpart so that we have used an off-line simulation of the ISBA land surface model (included in the CNRM-CM5 model) to produce a “pseudo-observed” gridded runoff. This was done by driving the ISBA land surface model with bias-corrected atmospheric reanalyses available over the 1951–2006 period (Alkama et al., 2011). In line with the comprehensive evaluation of Alkama et al. (2011), this “pseudo-observed” SRI12 (Fig. 1) is highly correlated with in situ river discharge observations over both Amazon

and Mississippi. This result makes us relatively confident about the relevance of our hydrologic SRI benchmark, which can be used to assess the behaviour of both observed and simulated meteorological drought indices. Moreover, it also means that the off-line ISBA simulation of land surface evapotranspiration is reasonable, at least at the annual timescale. This is the reason why we will also introduce a “Standardized Precipitation Actual Evapotranspiration Index” (SPA EI) by replacing PET by actual evapotranspiration in the SPEI algorithm. Note that the aim here is not to propose an alternative meteorological drought index given the difficulty to compute actual evapotranspiration from monthly observations, but just to highlight the consequences of the PET approximation in the SPEI algorithm.

2.2 Methodology

Before using the raw time series of the projected drought indices to assess the behaviour of the meteorological indices at the climate change timescale, the first step is to evaluate their interannual variability using both observations and simulations (see Table 3 for a summary of the selected periods and methods). For this purpose, and in order to get rid of the recent warming trend in each region, all basin-averaged indices have been detrended using cubic spline functions (Whaba, 1990; Ribes et al., 2010) with 2 and 4 degrees of freedom for detrending over a 49 and 251 yr time span respectively, before computing their correlation with the SRI12 benchmark. The Clayton skill score (CSS; Wilks, 2004), based on the probability for each index to be either above or below a given percentile of the distribution, has also been used to assess the ability of different indexes to detect major hydrological droughts. Given the contingency table given in Table 4, this skill score is simply computed as the difference between two conditional probabilities:

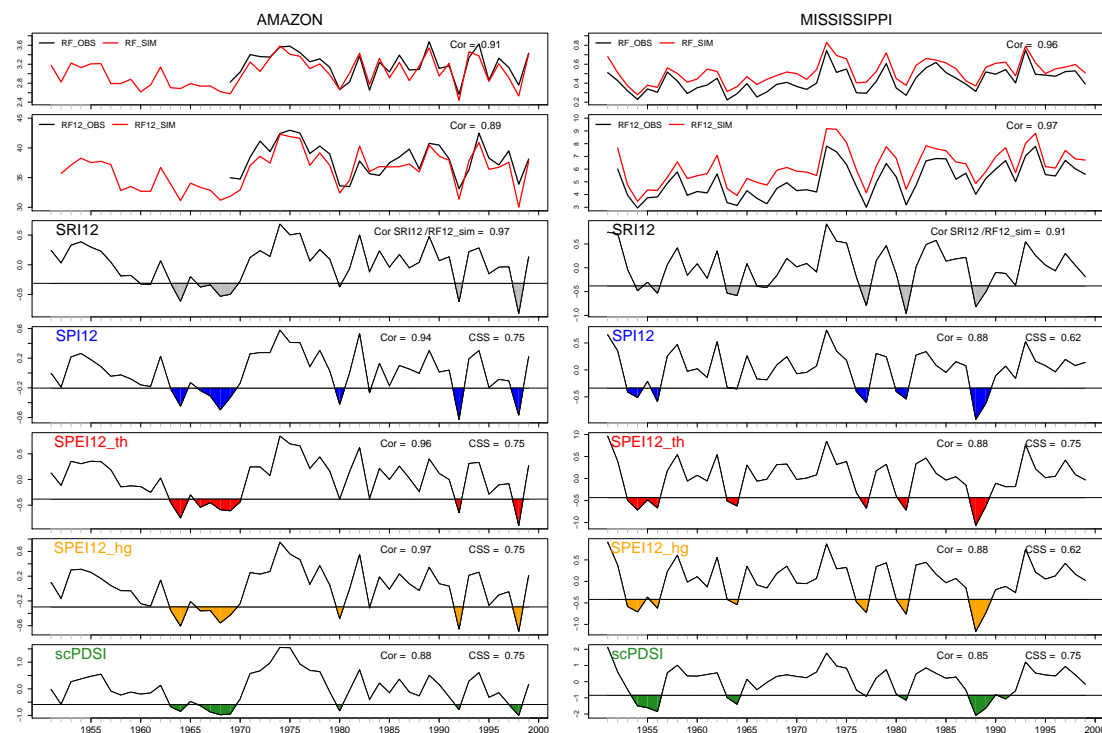


Fig. 1. Annual mean time series from 1951 to 1999 of river flow (RF mm day⁻¹), cumulated river flow over 12 months (RF12 mm day⁻¹), detrended SRI12, and detrended meteorological drought indices (SPI12, SPEI12_th, SPEI12_hg and scPDSI). The correlation and the CSSs between SRI12 and each meteorological index are indicated in the top right corner of each plot. For each index, droughts are defined under the 20th percentile and are shaded.

$$CSS = \frac{A}{A+B} - \frac{C}{C+D},$$

where A is the number of meteorological droughts detected by the index that correspond to hydrological droughts (number of “hits”), B the number of meteorological droughts that do not correspond to hydrological droughts (number of “false alarms”), C the number of no-drought forecasts corresponding to hydrological droughts (number of “misses”), and D the number of “correct non-events”. For a perfect detection, $B = C = 0$, so that $CSS = 1$.

The CSS allows us to focus on particular drought events. Unfortunately, the relatively short river discharge time series is a strong limitation to our study that is based upon the 20th percentile of the distribution rather than on extreme events. For the observed annual mean time series, correlation and CSS have been calculated on detrended data with 2° spline function over a 49 yr period (1951–1999) with available river discharge data. For the sake of comparison, similar scores have been computed over 49 yr sliding windows for each 1850–2100 CNRM-CM5 climate simulation (the 20th percentile being estimated over the same 1951–1999

period as in the observations). In addition, scores of simulated and detrended indices with 4° spline function have been also estimated over the whole 251 yr integrations, using the 20th but also lower (10th and 5th) percentiles.

3 Results

3.1 Evaluation of meteorological drought indices against hydrological benchmark index at interannual timescale

Besides observed and ISBA-simulated variations of annual mean discharge at Obidos (Amazon) and Vicksburg (Mississippi), Fig. 1 shows the detrended time series for the various meteorological indices, as well as the ISBA-derived SRI12 for further comparison over years without discharge observations (over the Amazon Basin). Both correlations and CSS are slightly higher over the Amazon than over the Mississippi. Such a difference could be partly related to the different seasonality of precipitation and the possible contribution of early winter snowfall to the following year annual

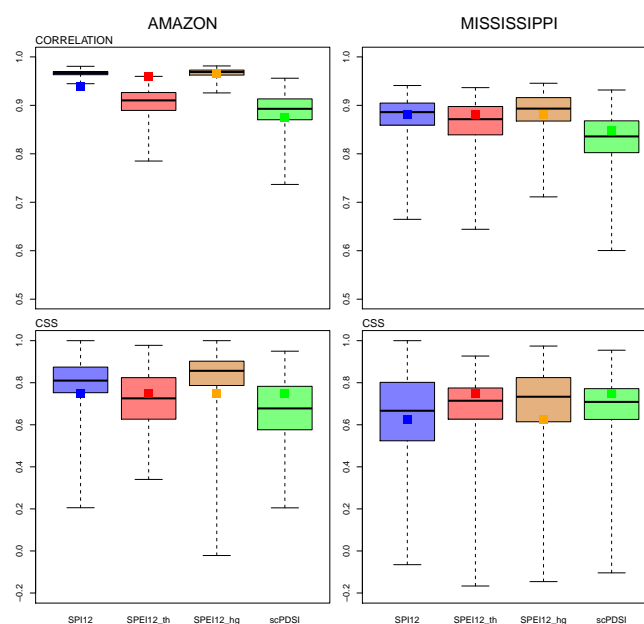


Fig. 2. Box-and-whisker plot of the sliding correlations and the CSS₂₀ calculated for the five members of the RCP8.5 scenario from 1850 to 2100 over a 49 yr time span for the Amazon and Mississippi watersheds. The boxes represent the 25th and the 75th percentile, the line the mean value, and the whiskers the minimum and the maximum values of the ensemble spread. The smaller squares indicate results obtained from observations (1951–1999).

mean runoff in the Mississippi Basin. Over the Amazon, the SPEI12_hg shows the best correlation with the SRI12 benchmark, closely followed by the SPEI12_th and SPI12. However, such differences are not significant and CSSs are the same for all three indices. Over the Mississippi, scores are also very close and longer time series would be useful to reach more robust conclusions about the relative skill of the different meteorological indices.

For this purpose, correlations and CSS have also been estimated over 49 yr sliding windows from our five-member ensemble of 1850 to 2100 climate simulations, with model-derived SRI12 taken as a reference. As explained in Sect. 2.2, all time series have been here detrended with 2-degree spline functions before computing correlation and CSS. Results are summarized in box-and-whisker plots (Fig. 2). In line with observations, all model-derived meteorological indices are relatively skillful over both river basins. Ranking them is particularly difficult over the Mississippi where differences in mean scores are very small. Results are more contrasted over the Amazon where SPI and SPEI_hg outperform other indices. This suggests that the details of the index computation (SPEI_hg versus SPEI_th) are as important as the choice of the index (SPEI vs. SPI or PDSI). The apparent superiority of SPEI_hg vs. SPEI_th (obvious over the Amazon, less clear over the Mississippi) did not show up in the

observations. This might be due to the intrinsic uncertainty of scores based on 49 yr time series only, as well as to possible biases of the CNRM-CM5 model (for instance a dry bias over the Amazon; Joetzjer et al., 2013), which might increase the relative contribution of PET (vs. precipitation) in the SPEI calculation.

How sensitive are our CSSs to the quantile chosen as a threshold for drought definition? Considering now moderate (q_{20}), severe (q_{10}) and extreme (q_5) droughts over the whole 1850–2100 period (Table 5), the simple SPI is the best proxy of 12-month hydrological droughts, closely followed by the SPEI_hg. Indeed, SPEI scores improve when PET is calculated with the Hargreaves in place of the Thornthwaite equation. Note that the scPDSI and the SPEI_th that estimate both PET through Thornthwaite show very similar skill.

In summary, precipitation remains the main driver of runoff at the interannual timescale, and accounting for PET (for SPEI) or even a simplified water balance (for sc-PDSI) does not improve the detection of 12-month hydrological droughts. Taking into account PET allows the SPEI to reach the same skill as the SPI when using the Hargreaves formula. As shown in Table 5, such a conclusion is not specific to the Amazon and Mississippi river basins, but also holds when averaging scores over all land grid points in the CNRM-CM5 model.

Table 5. Correlation and CSS between various meteorological drought indices and the reference standardized runoff index (SRI12) in the CNRM-CM5 model. Scores were calculated for average and detrended indices over the Amazon and Mississippi watersheds, as well as averaged over the globe on the basis of grid-cell rather than basin-scale indices (long: -180° E, $+180^{\circ}$ W; lat: -60° S, $+60^{\circ}$ N). The CSS was calculated using the 5th, 10th and 20th percentiles of the annual drought index distribution. Mean and standard deviation (sd) based on our five-member ensemble of 1850–2100 simulations are shown. Highest (bold) and lowest (italics) mean values are also shown.

		Amazon		Mississippi		Global	
		mean	sd	mean	sd	mean	sd
Correlation							
	SPI12	0.97	0.001	0.88	0.023	0.89	0.014
	SPEI12_th	0.89	0.017	0.86	0.027	0.76	0.064
	SPEI12_hg	0.96	0.006	0.88	0.023	0.84	0.036
	scPDSI	0.88	0.004	0.84	0.030	0.75	0.033
CSS							
<i>q</i> 20	SPI12	0.84	0.071	0.68	0.082	0.69	0.052
	SPEI12_th	0.70	0.050	0.64	0.129	0.56	0.081
	SPEI12_hg	0.82	0.059	0.69	0.124	0.64	0.065
	scPDSI	0.68	0.072	0.63	0.070	0.53	0.068
<i>q</i> 10	SPI12	0.79	0.053	0.61	0.101	0.65	0.073
	SPEI12_th	0.65	0.077	0.55	0.084	0.52	0.095
	SPEI12_hg	0.77	0.038	0.59	0.065	0.59	0.084
	scPDSI	0.64	0.049	0.61	0.047	0.49	0.088
<i>q</i> 5	SPI12	0.77	0.089	0.56	0.092	0.59	0.105
	SPEI12_th	0.66	0.068	0.53	0.068	0.47	0.118
	SPEI12_hg	0.72	0.092	0.53	0.068	0.54	0.112
	scPDSI	0.66	0.106	0.53	0.120	0.44	0.121

3.2 Climate change timescale

Moving to the raw model outputs, Fig. 3 shows the projection of the areal fraction of the Amazon and Mississippi basins in moderate, severe and extreme drought conditions (respectively defined under the 20th, 10th and 5th percentile estimated over the whole 1850–2100 period). Results obtained with the SRI12 benchmark are compared to the fractions derived from each meteorological index, as well as with the SPAEI to highlight the influence of the PET approximation on the simulated trends. Bold lines represent the ensemble mean value for each percentile. The envelope is defined by the minimum and maximum values among the five members for severe drought only (10th percentile), as an indication of the internal variability of the CNRM-CM5 climate model.

For SRI12, CNRM-CM5 under the RCP8.5 concentration scenario does not show any trend in the areal fraction of the Amazon Basin touched by hydrological drought, while a clear increase is projected over the Mississippi Basin. This response does not agree with the contrasted long-term variations derived from the various meteorological drought indices. The SPI12 behaves as a better proxy of SRI12 than scPDSI and SPEI12 over the Amazon Basin where precipitation change seems to dominate the long-term evolution of hydrological droughts and surface warming remains

of marginal control. Conversely, the SPI12 evolution is in contradiction with the SRI12 evolution over the Mississippi Basin, where increased evapotranspiration seems to exceed increased precipitation and leads to more frequent and/or extended hydrological droughts at the end of the 21st century. This result highlights the SPI limitations, where and when temperature trends become strong enough to alter evapotranspiration without or despite changes in precipitation. Nevertheless, accounting for changes in PET does not necessarily solve the problem, as emphasized by Fig. 4. Indeed, the SPEI response to global warming is strongly dependent on the PET calculation. The strong sensitivity shown by SPEI12_th over both basins suggests that Thornthwaite's formula is not adequate for climate change studies and should be at least superseded by more robust approaches (e.g. Hargreaves or Penman–Monteith). The sensitivity of the PDSI to the PET calculation is controversial. For the 20th century Van der Schrier et al. (2011) showed weak sensitivity while Sheffield et al. (2012, Supplement) attribute this apparent weak sensitivity to inconsistencies in the forcing data sets and simulation configuration. Over the 21st century, and in line with Sheffield's results, it is likely that the large increase of the areal fraction in drought obtained with this index is also due to the simplistic PET calculation in the original algorithm.

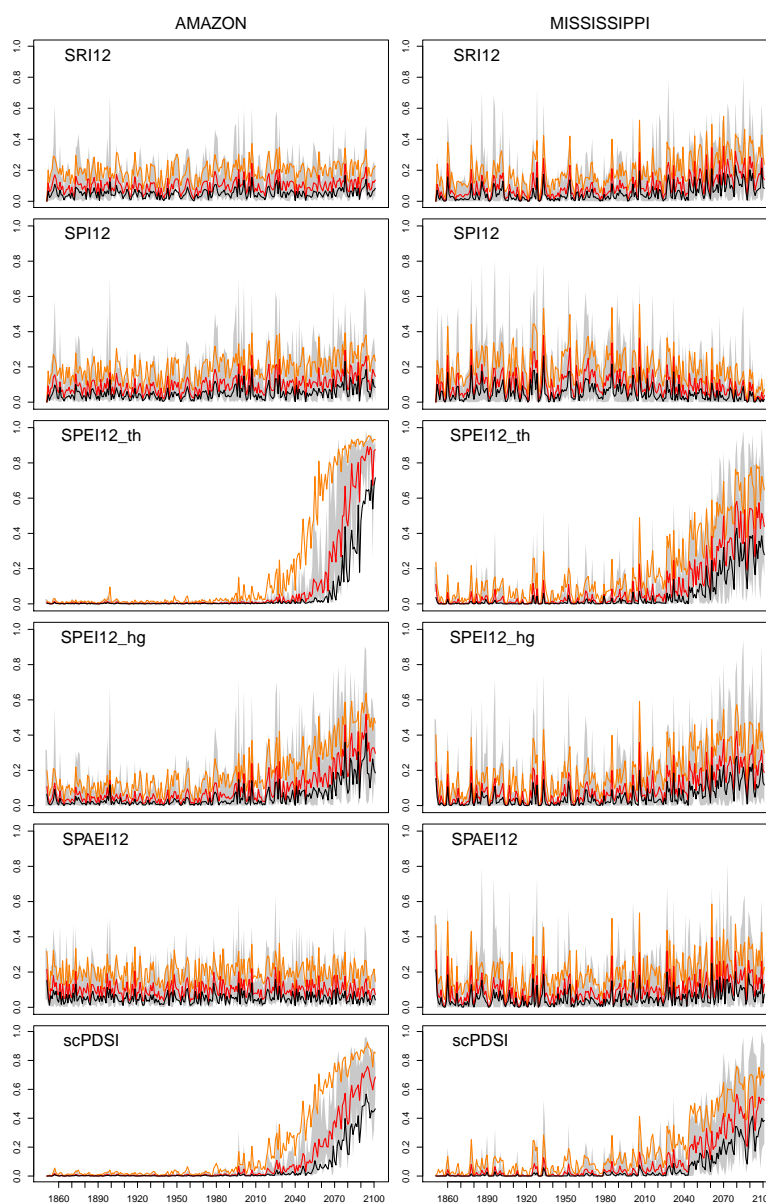


Fig. 3. Time series from 1850 to 2100 of the ensemble mean value of the areal fraction in drought condition in the Amazon and Mississippi basins. Moderate, severe and extreme droughts are defined locally as below the 20th (orange), the 10th (red) and the 5th (black) percentile. The envelop around the red line is defined by the minimum and maximum values among the five members.

Not surprisingly, the SPAEI12, accounting for actual rather than potential ET, shows more consistency with the “target” SRI12 than the other indices over both river basins. This confirms the limitation of the empirical meteorological indices for hydrological applications.

4 Discussion and conclusion

The present study aimed at comparing globally available empirical meteorological drought indices on one tropical (Amazon) and one mid-latitude (Mississippi) river basin, first in

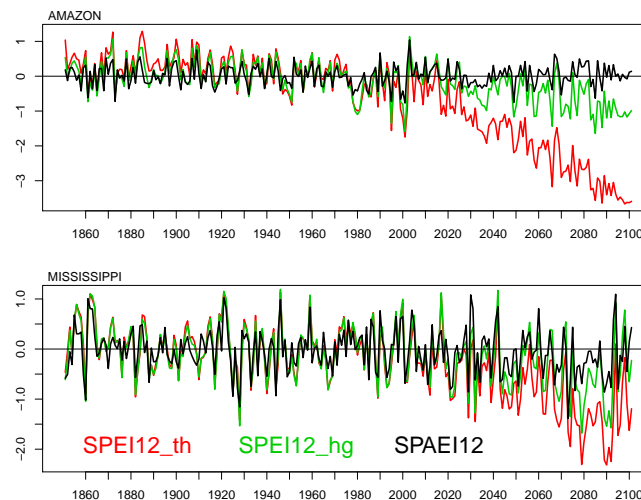


Fig. 4. Raw SPEI12 time series averaged over the Amazon (upper panel) and the Mississippi (lower panel) watersheds for one member of the CNRM-CM5 1850–2100 simulations.

their skill to detect interannual variations, then in their response to anthropogenic climate change. The focus is only on 12-month droughts, and a standardized runoff index (SRI), closely related to the river discharge, is used as a hydrologic benchmark.

At interannual timescales and over both basins, the simple SPI, based solely on precipitation, is no less suitable than more sophisticated empirical indices also using temperature inputs. This is true not only for observations, but also in the CNRM-CM5 climate simulations. When using the Hargreaves formula, the SPEI scores are however very close to the SPI scores. In contrast, the Thornthwaite formula systematically leads to lower scores. Such conclusions should be however tempered. First, there might be some regional heterogeneities in the ranking of the four indices given the weak spread between all indices, not only over the selected basins, but also when averaging the scores obtained over all land grid cells between 60° S and 60° N (cf. Table 5). Moreover, similar scores calculated on shorter timescale (3 and 6 months respectively, not shown) indices suggest a slight superiority of the SPEI_{hg} compared to the simple SPI.

Beyond the ability of the various meteorological indices to account for the interannual variability of annual streamflow, and in line with the conclusions of Burke and Brown (2008), Kingston et al. (2009) and Burke (2011), our study also emphasizes that drought projections are strongly index-dependent given the differing impact of temperature in their calculation. While the SPEI was recently proposed as a drought index sensitive to global warming (Vicente Serrano et al., 2010), it shows a stronger drying of the Amazon and Mississippi basins than indicated by our hydrologic benchmark. This discrepancy is less pronounced when estimating

PET with Hargreaves, especially for the Mississippi, showing that precipitation is not the only driver of the long-term drought variations. Such inconsistencies can lead to differences at the end of the 21st century, and are also discernible from the end of the 20th century as demonstrated by Sheffield et al. (2012) for the PDSI.

A caveat of the present study is the fact that we have neglected potential vegetation feedbacks in our climate projections. Under a higher atmospheric CO₂ concentration, the stomatal closure for instance might alter the relationship between meteorological and hydrological droughts as the stomatal closure partly regulates water exchange within the soil–plant–atmosphere continuum. The ISBA land surface model implemented in CNRM-CM5 model still uses a common Jarvis-type formulation (Jarvis, 1976) for the computation of the stomatal conductance and does not account for a direct CO₂ effect on plant transpiration. This effect is also neglected by the meteorological drought indices. This remark highlights again the fundamental limitations of such empirical indices, which can be relevant for present-day climate but less suitable for long-term projections. This caveat however does not change our main conclusion: besides the choice of a concentration scenario (here RCP8.5, i.e. the most severe scenario considered in CMIP5) and of a global climate model (here CNRM-CM5), the index definition and the associated PET calculation also represent a major source of uncertainty for drought projections (Taylor et al., 2013). Note that only one concentration scenario and one global climate model have been considered in this study, but that preliminary analyses of the different scenarios obtained with CNRM-CM5 as well as of the RCP8.5 scenario obtained with a subset of CMIP5 models suggest that CNRM-CM5 is not an outlier

among the CMIP5 models and that the index definition is as important as the choice of the scenario/model as a source of uncertainty for drought projections (details are given in the Supplement).

Finally, another limitation of the present study is the arbitrary choice of the SRI benchmark. Besides runoff and river discharge, other impact-oriented benchmarks could have been proposed such as soil moisture (e.g. the SMA – soil moisture anomaly; Orłowsky and Seneviratne, 2013) or photosynthesis activity, which can be derived from satellite observations. Nevertheless, such observations only cover a few decades (only since the early 1980s) and are sometimes still difficult to interpret given the limitations of remote sensing techniques (e.g. Anderson et al., 2011).

Therefore, the main alternative for drought monitoring and projections is probably the use of process-oriented land surface models, which can be either driven by observed atmospheric forcings (e.g. Sheffield and Wood, 2007) and bias-corrected climate scenarios or directly coupled to global climate models (e.g. Sheffield and Wood, 2008). Given the intrinsic uncertainties related to the various physical and biological processes represented in such land surface models (e.g. Betts et al., 2007), a multi-model approach is however strongly encouraged.

Supplementary material related to this article is available online at <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/4885/2013/hess-17-4885-2013-supplement.pdf>.

Acknowledgements. The authors are grateful to Sergio Vicente-Serrano for providing the software used for the calculation of the Standardized Precipitation Evaporation Index and for his helpful comments on the first draft of this article. Thanks are also due to the AMAZALERT FP7 project for supporting this study, as well as to Aurélien Ribes and Julien Cattiaux for helpful discussions and to the reviewers for their constructive comments.

Edited by: S. Seneviratne



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., and Ribes, A.: Trends in global and basin-scale runoff over the late 20th century: Methodological issues and sources of uncertainty, *J. Climate*, 24, 2983–2999, doi:10.1175/2010JCLI3921.1, 2011.
- Anderson, M. C., Hain, C., Wardlaw, B., Pimstein, A., Mecikalski, J. R., and Kustas, W.: Evaluation of drought indices based on thermal remote sensing of evapotranspiration over the continental United States, *J. Climate*, 24, 2025–2044, 2011.
- Betts, R. A., Boucher, O., Collins, M., Cox, P. M., Falloon, P., Gedney, N., Hemming, D. L., Huntingford, C., Jones, C. D., Sexton, D., and Webb, M.: Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide, *Nature*, 448, 1037–1041, doi:10.1038/nature06045, 2007.
- Burke, E. J.: Understanding the Sensitivity of Different Drought Metrics to the Drivers of Drought under Increased Atmospheric CO₂, *J. Hydrometeorol.*, 12, 1318–1393, 2011.
- Burke, E. J. and Brown, S. J.: Evaluating uncertainties in the projection of future drought, *J. Hydrometeorol.*, 9, 292–299, 2008.
- Dai, A., Trenberth, K. E., and Qian, T.: A global dataset of Palmer Drought severity index for 1870–2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming, *J. Hydrometeorol.*, 5, 1117–1130, doi:10.1175/JHM-386.1, 2004.
- Dai, A.: Drought under global warming: A review, *Climatic Change*, 2, 45–65, 2011a.
- Dai, A.: Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008, *J. Geophys. Res.*, 116, D12115, doi:10.1029/2010JD015541, 2011b.
- Decharme, B. and Douville, H.: Global validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology, *Clim. Dynam.*, 29, 21–37, doi:10.1007/s00382-006-0216-7, 2007.
- Guttman, N. B.: Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index, *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 34, 113–121, 1998.
- Hargreaves, G. H. and Samani, Z. A.: Estimating potential evapotranspiration, *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE*, 188, 223–230, 1982.
- Heim Jr., R. R.: A review of twentieth-century drought indices used in the United States, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1149–1165, 2002.
- Jarvis, P. G.: The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, *Philos. T. Roy. Soc. Lond. B*, 273, 593–610, doi:10.1098/rstb.1976.0035, 1976.
- Joetzjer, E., Douville, H., Delire, C., and Ciais, P.: Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3, *Clim. Dynam.*, 41, 2921–2936, doi:10.1007/s00382-012-1644-1, 2013.
- Kingston, D. G., Tood, M. G., Taylor, R. G., Thompson, J. R., and Arnell, N. W.: Uncertainty in the estimation of potential evapotranspiration under climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 36, 3–8, doi:10.1029/2009GL040267, 2009.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., and Kleist, J.: Drought monitoring with multiple time scales, *Proceedings of the 9th Conference on Applied Climatology*, AMS, Boston, MA, 233–236, 1995.
- Mitchell, T. D. and Jones, P. D.: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *Int. J. Climatol.*, 25, 693–712, doi:10.1002/joc.1181, 2005.

- Orlowsky, B. and Seneviratne, S. I.: Global changes in extreme events: Regional and seasonal dimension, *Climatic Change*, 110, 669–696, doi:10.1007/s10584-011-0122-9, 2012.
- Orlowsky, B. and Seneviratne, S. I.: Elusive drought: uncertainty in observed trends and short- and long-term CMIP5 projections, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1765–1781, doi:10.5194/hess-17-1765-2013, 2013.
- Palmer, W. C.: Meteorological drought. Research Paper No. 45, US Dept. of Commerce, available at: <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/drought/palmer.pdf> (last access: 6 December 2013), 1965.
- Ribes, A., Azais, J. M., and Planton, S.: A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns, *Clim. Dynam.*, 35, 391–306, 2010.
- Rudolf, B., Becker, A., Schneider, U., Meyer-Christoffer, A., and Ziese, M.: New GPCP full data reanalysis version 5 provides high-quality gridded monthly precipitation data, *GEWEX News*, 21, 4–5, 2011.
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., and Zhang, X.: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment, in: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*, edited by: Field, C. B., Barros, V., Stocker, T. F., Qin, D., Dokken, D. J., Ebi, K. L., Mastrandrea, M. D., Mach, K. J., Plattner, G.-K., Allen, S. K., Tignor, M., and Midgley, P. M.: A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 109–230, 2012.
- Sheffield, J. and Wood, E. F.: Characteristics of global and regional drought, 1950–2000: Analysis of soil moisture data from off-line simulation of the terrestrial hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, 112, D17115, doi:10.1029/2006JD008288, 2007.
- Sheffield, J. and Wood, E. F.: Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations, *Clim. Dynam.*, 31, 79–105, 2008.
- Sheffield, J., Wood, E. F., and Roderick, M. L.: Little change in global drought over the past 60 years, *Nature*, 491, 435–438, 2012.
- Shukla, S. and Wood, A. W.: Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02405, doi:10.1029/2007GL032487, 2008.
- Taylor, I. H., Burke, E., McColl, L., Falloon, P. D., Harris, G. R., and McNeall, D.: The impact of climate mitigation on projections of future drought, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2339–2358, doi:10.5194/hess-17-2339-2013, 2013.
- Thornthwaite, C. W.: An approach toward a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, 38, 55–94, 1948.
- Trenberth, K. E.: Changes in precipitation with climate change, *Climate Res.*, 47, 123–138, 2011.
- Van der Schrier, G., Jones, P. D., and Briffa, K. R.: The sensitivity of the PDSI to the Thornthwaite and Penman–Monteith parameterizations for potential evapotranspiration, *J. Geophys. Res.*, 116, D03106, doi:10.1029/2010JD015001, 2011.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., and López-Moreno, J. I.: A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *J. Climate*, 23, 1696–1718, 2009.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I., and Angulo, M.: A New Global 0.5° Gridded Dataset (1901–2006) of a Multiscalar Drought Index: Comparison with Current Drought Index Datasets Based on the Palmer Drought Severity Index, *J. Hydrometeorol.*, 11, 1033–1043, 2010.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., and López-Moreno, J. I.: Comment on “Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index (PDSI) during 1900–2008” by Aiguo Dai, *J. Geophys. Res.*, 116, 1–9, 2011.
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevalier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., Szopa, S., Tyteca, S., Alkama, R., Belamari, S., Braun, A., Coquart, L., and Chauvin, F.: The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation, *Clim. Dynam.*, 40, 2091–2121, 2013.
- Wahba, G.: Spline models for observational data, Society for Industrial and Applied Mathematics (SIAM), CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics, doi:10.1137/1.9781611970128, 1990.
- Wells, N., Goddard, S., and Hayes, M.: A self-calibrating Palmer Drought Severity Index, *J. Climate*, 17, 2335–2351, 2004.
- Wilks, S.: Statistical Methods in the atmospheric sciences second edition, International Geophysics Series, Academic Press, 624 pp., 2004.